

# FÖLDRAJZI TANULMÁNYOK

# 10

*Dr. Ádám László*

## *A Tolnai—dombság kialakulása és felszínalaktana*

AKADÉMIAI KIADÓ, BUDAPEST



Ádám László

## **A Tolnai-dombság kialakulása és felszínalaktana**

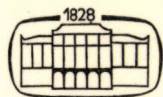
Földrajzi tanulmányok 10.

A Tolnai-dombság sokarcú, változatos múltú és életsorsú tájáról első ízben ad összefoglaló természeti képet a két fő fejezetre tagolódó földrajzi munka.

Az első fejezetben a terület sztratigráfiai és szerkezeti viszonyaival szoros összefüggésben a földtörténeti múlt változatos eseménysorozata bontakozik ki, és a dombsági táj dinamikus fejlődéstörténete tárul az olvasó elé.

A második fejezetben összehasonlító genetikai morfológiai elemzés alapján a táj formatípusait, ill. formacsoportjait eleveníti meg a szerző. E fejezetben kifejezésre jut a szerzőnek az a tudatos törekvése, hogy tudományos megállapításait a gyakorlati élet számára gyümölcsöztesse. Főleg a termőtalaj és az aprólékosan felszabdalt felszínek gyors ütemű lepusztulásáról közöl értékes számszerű adatokat.

A szöveget 81 ábra és 24 fénykép magyarázza. A munkát a földrajz és a rokontudományok aktív művelőin kívül a honismeretet oktató földrajzpedagógusok, a mezőgazdasági, műszaki és idegenforgalmi szakemberek forgathatják sok haszonnal.



AKADÉMIAI KIADÓ  
BUDAPEST



*FÖLDRAJZI TANULMÁNYOK*

*10*

# *FÖLDRAJZI TANULMÁNYOK*

*10*

*A MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA*

*FÖLDRAJZTUDOMÁNYI KUTATÓ INTÉZETÉNEK*

*KIADVÁNYAI*

---

*Szerkesztő*

*MAROSI SÁNDOR*

*a földrajzi tudományok kandidátusa*

*Szerkesztő bizottság*

*ENYEDI GYÖRGY*

*a földrajzi tudományok kandidátusa*

*PÉCSI MÁRTON (főszerkesztő)*

*akadémiai levelező tag*

*SÁRFALVI BÉLA*

*a földrajzi tudományok kandidátusa*

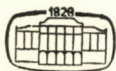
*SZILÁRD JENŐ*

*a földrajzi tudományok kandidátusa*



*Dr. Ádám László*

*A Tolnai-dombság kialakulása  
és felszínalaktana*



AKADÉMIAI KIADÓ, BUDAPEST 1969

Lektorok

*LOVÁSZ GYÖRGY*

a földrajzi tudományok kandidátusa

*SZÉKELY ANDRÁS*

a földrajzi tudományok kandidátusa

© Akadémiai Kiadó, Budapest 1969

PRINTED IN HUNGARY



# Tartalomjegyzék

<i>Bevezetés</i> .....	7
A Tolnai-dombság földrajzi helyzete .....	9
A földrajzi és földtani kutatások történeti áttekintése .....	12
<i>I. A Tolnai-dombság földtani alapjai és fejlődéstörténete</i> .....	17
A) A Tolnai-dombság földtani felépítése .....	17
1. Pannóniai üledékek .....	19
2. Törmelékes szintek .....	20
3. Édesvízi mészkő .....	20
4. Fosszilis vörsőcsagyag .....	21
5. Folyóvízi üledékek .....	24
6. Lössök és lössös üledékek .....	25
a) Típusos lössök .....	26
b) Áttelepített deluviális lössök .....	31
7. Ártéri képződmények .....	35
B) A Tolnai-dombság szerkezete .....	36
1. A domborzat szerkezeti viszonyai .....	38
2. A felszín szerkezeti viszonyai és a mélyszerkezet közötti összefüggés .....	41
C) A Tolnai-dombság fejlődéstörténete .....	47
1. A terület pliocén előtti felszínfejlődése .....	48
2. Pliocén fejlődésmenet .....	52
a) Alsópannóniai emelet .....	52
b) Felsőpannóniai emelet .....	53
3. Felsőpliocén—alsópleisztocén fejlődésszakasz .....	55
4. Középleisztocén felszínfejlődés .....	61
5. Újpleisztocén fejlődésszakasz .....	71
6. Holocén felszínfejlődés .....	85
<i>II. A Tolnai-dombság morfológiája</i> .....	89
A domborzat genetikai formátípusai .....	89
A) Táblarögök .....	90
B) Lössborította pannóniai rögök .....	94
C) A peremterületek denudációval átalakított szerkezeti lépcsői .....	100
D) Medencék és süllyedékterületek .....	107
E) Lössztáblák .....	110

<i>F)</i>	Völgyek .....	112
1.	Eróziós völgyek .....	113
a)	Szerkezeti árkok .....	114
b)	Táblás vetődések mentén kialakult eróziós völgyek .....	118
c)	Rövid aszimmetrikus eróziós völgyek (völgymedencék) .....	122
d)	Szerkezetiileg irányított nagyobb patak völgyek .....	124
e)	Kisebb eróziós völgyek .....	125
2.	Deráziós völgyek .....	125
a)	A deráziós völgyek jelenkori fejlődésmenete .....	127
b)	A deráziós völgyek pleisztocén fejlődésmenete .....	131
c)	A deráziós völgyek osztályozása és általános jellemzése .....	134
3.	Deráziós-eróziós völgyek .....	141
4.	Deráziós fülkék .....	142
<i>G)</i>	A lösz lepusztulásformái .....	143
<i>H)</i>	Periglaciális szoliflukciós képződmények .....	152
1.	Geliszoliflukciós lejtőletarolás .....	152
2.	Geliszoliflukciós üledékfelhalmozódás .....	152
<i>I)</i>	Suvasodásos formák .....	161
1.	A suvasodások kialakulásának természeti feltételei .....	161
2.	Pleisztocén suvasodások .....	162
3.	Holocén suvasodások .....	169
4.	Recens suvasodások .....	172
<i>J)</i>	A kistájak morfológiai jellemzése .....	174
1.	A Hegyhát .....	175
2.	A Völgység .....	176
3.	A Szekszárdi-dombvidék .....	177
<i>K)</i>	A felszín fejlődésmenetének iránya és üteme .....	179
	Irodalom .....	183



## Bevezetés

Az Eötvös Loránd Tudományegyetem Természeti Földrajzi Tanszékének akadémiai kutatási tervfeladataként 1957-ben kezdtem meg a *Tolnai-dombság* természetföldrajzi adottságainak a feldolgozását. A helyszíni terep-kutatásokat 1959-től az MTA Földrajztudományi Kutató Intézet munkatársaként, az intézeti tervmunka keretében folytattam s 1963-ban fejeztem be.

A hét évi helyszíni terepmunkálatok során az eddigi hagyományos adatgyűjtésen túlmenően a gyakorlati életet közvetlenül szolgáló *természetföldrajzi tájértékelés* kimunkálásához is részletes adatgyűjtést végeztem. Többek között ebből a célból elvégeztem a Szekszárdi-dombvidék 1 : 25 000-es méretarányú *litológiai, morfológiai, talajgenetikai, talajpusztulási, művelésági, talajvíz- és lejtőkategória-térképezését*, valamint az egész táj 1 : 100 000-es méretarányú felszínalaktani felvételezését. Ez a kutatási szemlélet a gazdasági élet követelményeinek felismeréséből következik. Bebizonyosodott ugyanis, hogy a hagyományos monografikus feldolgozások (pl. Mezőföld, Mátra—Börzsöny, Nyírség stb.), amelyekben az egyes természetföldrajzi diszciplínák sorrendben, de szorosabb összefüggés nélkül követték egymást, ma már nem felelnek meg a gyakorlati élet követelményeinek.

A hagyományos monografikus feldolgozás helyett új, célravezetőbb koncepciót követtem, mely szerint a domborzat részletes elemzése után — az egyes természetföldrajzi diszciplínák külön tárgyalása helyett — a tájalkotó természetföldrajzi tényezők összességének a vizsgálata alapján *tájértékelést* végeztem, s ennek keretében részletesen feltártam a tájnak a társadalmi termeléssel közvetlenül összefüggő természeti adottságait.

Jelen munkám a komplex tájfeldolgozás első részével, a *táj kialakulásával és felszínalaktánával* foglalkozik; s ezt majd a tájértékelő második rész fogja követni egy későbbi alkalommal.

A Tolnai-dombság felszínalaktánát új koncepció és feldolgozási módszer alapján tárgyalom, s ezt *összehasonlító genetikai morfológiai vizsgálatnak* nevezem.

Az új módszer alkalmazását részben a régi tárgyalási mód elavultsága, részben pedig a táj jellege tette szükségessé. A Tolnai-dombság sajátos, egyéni morfológiai jellemvonásokkal rendelkező kistájakat ugyanis számos rokon vonás köti egymáshoz, s ennél fogva az egyes felszínformák és formacsoportok mindhárom kistáj területén gyakran ismétlődnek. A felesleges ismétlődések elkerülése végett az eddigi hagyományos módszertől eltérően nem kistájanként vagy területrészenként elemzem a dombság morfológiáját, hanem az egyes kistájak azonos vagy hasonló *formatípusait, ill. formacsoport-*

*jait összehasonlító genetikai morfológiai elemzés alapján tárgyalom. Ennek az összehasonlító morfológiai vizsgálatnak leglényegesebb szempontja, hogy az azonos típusú formák részletes elemzését mindig a legjellegzetesebb előfordulási területeken végzem el, s a középtáj egyéb részein előforduló azonos genézisű formák jellemzéseként csak a leglényegesebb különbségekre (eltérő morfológiai sajátságokra) mutatok rá.*

Úgy gondolom, hogy az új, összehasonlító módszer alkalmazásával nemcsak a felesleges ismétlődéseket sikerült kiküszöbölnöm, hanem munkámat is mentesítettem a helyi jellegű, kevésbé érdekes és fontos részletleírásoktól.

Könyvem közreadásával egyidejűleg őszinte köszönetemet fejezem ki mindazoknak, akik munkámban segítségemre voltak; mindenekelőtt néhai DR. PAPP FERENC műegyetemi tanárnak, aki lehetővé tette, hogy a szükséges anyagvizsgálatokat Intézete laboratóriumában végezhessem el. Úgy-szintén köszönetem illeti könyvem szakmai lektorait és munkatársaimat, akik észrevételeikkel és hasznos tanácsaikkal voltak segítségemre, továbbá az Akadémiai Kiadó és az Akadémiai Nyomda dolgozóit, közülük is főleg SZIGETI MIHÁLY felelős szerkesztőt és SZILVÁSY ZOLTÁN csoportvezetőt szakszerű munkájukért.



## A Tolnai-dombság földrajzi helyzete

A Mecsek É-i szomszédságában elhelyezkedő Tolnai-dombság a Dunántúl aprólékosan felszabdalt, nagy reliefenergiával rendelkező dombsági középtája. A szó földrajzi értelmében vett önálló természetföldrajzi tájegység, amely a szomszédos dombvidéki területektől mind rétegtani, szerkezeti, felszínalaktani és fejlődéstörténeti, mind pedig éghajlati, növényzeti és talajtani jellegénél fogva különbözik.

Már a középtáj három kistájának — *Hegyhát, Völgység, Szekszárdi-dombvidék* — népi elnevezése is utal arra, hogy a Mezőföld, a Sárköz, a Somogyi-dombság és a Mecsek tájai által közrefogott, változatos morfológiai arculatú dombságnak más a felszínalaktani sajáttsága, mint a szomszédos tájaké.

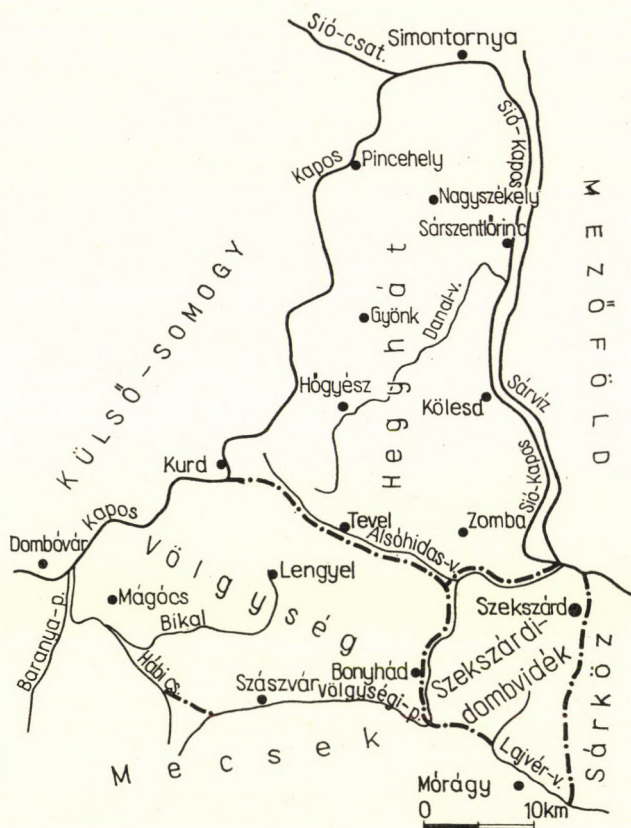
A természeti szépségekben gazdag, változatos arculatú Tolnai-dombság határait minden irányban élesen kirajzolódó szerkezeti vonalak jelölik ki.

A Mecseknek támaszkodó, É felé fokozatosan elkeskenyedő területét a Kapos és a Sió—Kapos—Sárvíz völgye övezi. Így Ny-on a Kapos-völgy denudációval, suvadásokkal és periglaciális szoliflukcióval átalakított meredek töréslépcsős pereme határolja és különíti el a szomszédos Külső-Somogytól. É-on és K-en a Sió—Kapos—Sárvíz völgye, majd a Duna-völgy a határ, ahol a Szekszárdi-dombvidék szoliflukcióval és lejtőleöblítéssel átalakított K-i töréslépcsős pereme emelkedik ki 150 m viszonylagos magasságba a Sárköz alluviális felszínéből. D, DNy és DK felé ugyancsak természetes határok övezik. A Völgyégi-patak völgye és folytatásában a Hábi-patak széles árkos süllyedéke a Mecsek É-i előterétől, a Lajvér-patak szerkezeti völgye pedig a Mórág—Bátai-rögtől különíti el.

A domborzatilag is élesen kirajzolódó természetes határokkal körülfogott Tolnai-dombság három sajátos, egyéni jellemvonásokkal rendelkező kistáját: a *Tolnai-Hegyhátat*, a *Völgységet* és a *Szekszárdi-dombvidéket* (1. ábra) számos hasonló földrajzi tulajdonságuk kapcsolja középtáj szinten egy természetföldrajzi egységgé.

A három kistáj közül a legnagyobb (716 km<sup>2</sup>) az É—ÉK felé háromszög alakban hosszan elnyúló *Tolnai-Hegyhát*, amelyet Ny, É és K felől a Kapos és a Sió—Kapos—Sárvíz völgye határol. D-i határa a dombsági tájat csaknem keresztbeszelő és éles szerkezeti vonalat követő Alsóhidas-patak völgye. Területe aprólékosan felszabdalt, magasra kiemelt, részben még erdővel borított keskenyebb-szélesebb hegyhátaból, völgyekből és terjedelmes löszborította *pannóniai táblarögökből* áll.

Az Alsóhidas-patak völgyétől D-re a Kapos, a Völgyégi-patak völgye, valamint a Hábi-patak völgye által közrefogott, lankás völgyekkel felszabdalt és löszös domborokkal övezett *Völgység* (429 km<sup>2</sup>) helyezkedik el.



1. ábra. A Tolnai-dombság kistájai

A Hegyhát és a Völgyesség DK-i szomszédságában, a Völgyességi-patak völgye és a Sárvíz alluviális síksága között a *Szekszárdi-dombság* (200 km<sup>2</sup>) terület el. Szabálytalan alakú rögökre feldarabolt, legmagasabbra kiemelt (300 m tszf.) tolnai kistáj.

A fentebbiekben körülhatárolt és kistáj szintre lebontott Tolnai-dombság területe 1345 km<sup>2</sup>.

A korábbi kutatóknak tájunk elhatárolására vonatkozó felfogása jelentősen eltér a mai felfogástól. Egyrészt nem ismerték fel az általunk elhatárolt középtáj önálló természetföldrajzi egységét, másrészt pedig a középtáj kistájainak a határait — helyszíni kutatások hiányában — teljesen önkényesen vonták meg, és figyelmen kívül hagyva a népi elnevezéseket, az egyes kistájakat új tájnevekkel illették. Így a terep-kutatást nélkülöző tájfelosztások az elmúlt évtizedekben zűrzavart keltettek a hazai földrajzi irodalomban.

HUNFALVI J. (1864) pl. el sem határolta a Tolnai-dombságot, hanem Baranyai-dombság néven egybefoglalta a Zselicet. KOGUTOWICZ K. (1930) tájrajzában a Szekszárdi-dombság kivételével az egész Tolnai-dombság Völgyesség néven szerepel.

CHOLNOKY J. (1929, 1936), aki kitűnően ismerte a Somogyi-dombságot, a Hegyhát és Völgyesség ismerete hiányában területünket Külső-Somoggal és Belső-Somoggal *Somogy-Tolnai-dombság* néven vonta össze. A helyszíni ismeretek hiánya abban



is jól visszatükröződik, hogy a közös cím alatt tárgyalt fejezetben a szoros értelemben vett Tolnai-dombság objektíve létező három kistájáról egyetlen szó sem esik.

Nem tartalmaz részletes tájleírást PRINZ Gy. (1936) „Magyar földrajz”-a sem; *Kaposvidék* néven foglalja össze területünket környezetével. 1942-ben megjelent „Magyarország földrajza” c. munkájában viszont már említést tesz a középtáj két kistájáról, a „Tolnai-Völgyesség”-ről és a „gyönki Hegyhát”-ról, de helyszíni ismeretek hiányában nem tudatosodik benne az a felismerés, hogy az említett két kistáj egy középtájnak, a Tolnai-dombságnak a része.

KÁDÁR L. (1942) tájleíró munkájában KOGUTOWICZHOZ hasonlóan a Hegyhátat és a Völgységet Völgyesség néven foglalja össze.

Nem érthetünk egyet a BULLA B. (1962) által közzétett tájfelosztással sem. Egyrészt indokolatlan a középtájnak „*Somogy—Tolnai-dombság*” elnevezése, mert az itt összevont három kistáj (Zselic, Völgyesség és Tolnai-Hegyhát) közül egyik sem „*somogyi*”, másrészt pedig a „*Somogy*” elnevezés már foglalt Külső-Somogy és Belső-Somogy középtájakra. Másik hibája a Tolnai-dombságra vonatkozó tájfelosztásnak, hogy hozzákapcsolja Zselicet, amely sokkal inkább Külső-Somogy része, s ugyanakkor elszakítja tőle a Szekszárdi-dombvidéket, amely a Tolnai-dombság harmadik kistajaként szorosan kapcsolódik a Hegyháthoz és a Völgységhez.

A Völgyesség DNY-i határmegvonásával kapcsolatban még hangsúlyozni kívánjuk, hogy határa a Hábi-patak árkos süllyedéke, és területe nem terjed a Baranya-patak völgyén túl (1. ábra). A Tolnai-dombság kistájakra való tagolása a leghelyesebben LÁNG S. (1960) tájbeosztásában jut kifejezésre. LÁNG is az általunk ismertett három kistájra bontja a középtájt, és nagyon helyesen vonja meg a Völgyesség DNY-i határát. Mindössze a Hegyhát és a Völgyesség közti határmegvonásban nem egyezik felfogásunk.

Az elmondottak jól érzékeltetik, hogy a helyszíni terepkutatásokat nélkülöző tájfelosztások milyen téves eredményekre vezetnek.

A Tolnai-dombság aprólékosan tagolt, nagy reliefenergiájú dombsági középtáj. Reliefenergiája a táj egy részén (különösen a Szekszárdi-dombvidéken és a Hegyhátban) km<sup>2</sup>-enként a 150 m-t is meghaladja, de még a legkevésbé tagolt Völgyesség nagy részén is eléri a 100 m-t. *Ez az aprólékos tagoltság természetesen nagyon kedvezőtlenül befolyásolja tájunk gazdasági életét, mivel az csaknem egyoldalúan mezőgazdasági jellegű.* A „szurdikok”, „horhosok”, löszmélyutak, löszszakadékok és eróziós szakadékvölgyek szárai és ezrei tagolják az amúgy is keskeny hátakra, gerincekre és eróziós-deráziós tanúhegyekre bontott felszínt, s igen nagymértékben megnehezítik a mezőgazdálkodást. A táj tagoltságával szorosan összefügg itt a közismerten rendkívüli méretű *talajerózió*, ami a táj gazdasági életének a fejlődésére igen kedvezőtlenül hat.

A mezőgazdálkodás objektív nehézségei mellett a terület fejletlen és rendkívül hiányos úthálózata, a völgyeket megülő apró falvak zártsága és önellátásra való törekvése, a főútvonalak és a vasút távolsága a tájképi szépségekben rendkívül gazdag táj elhagyatottságát és elmaradottságát tükrözi.



## *A földrajzi és földtani kutatások történeti áttekintése*

A tájképi szépségekben és geológiai-morfológiai problémákban rendkívül gazdag Tolnai-dombság az 50-es évekig hazánk legkevésbé kutatott területei közé tartozott. Kutatásaink kezdetéig a tájról sem földtani, sem földrajzi összefoglaló tanulmány nem jelent meg.

A középtájról vonatkozó szakirodalom igen szegény, s a korábban megjelent csekély számú földtani és földrajzi tanulmányok is csak szűkszavúan foglalkoznak a tárgyalt terület földtani-földrajzi viszonyaival.

A mondottakat mi sem bizonyítja jobban, mint az a tény, hogy CHOLNOKY J. Magyarország földrajza c. könyvének „Somogy—Tolnai dombvidék” c. fejezetében a Tolnai-dombságról egyetlen szó sem esik. Hasonlóképpen KOGUTOWICZ (1930) összefoglaló munkájában még tájunk nevét sem említi. A szerző mindössze a Kapos-völgy leírásával kapcsolatban tesz szűkszavú említést a középtáj két kistájáról, a *Hegyhátról* és a *Völgységről*.

A 40-es évekig csaknem kizárólag térképező geológusaink szűkszavú beszámolóit tartalmazták a Tolnai-dombságra vonatkozó összes ismeretanyagot. Bár a geológiai felvételezésekről írt jelentések többnyire csak a középtáj egyes részeire korlátozódnak, s nem adnak egységes képet a terület földtani képződményeinek elterjedéséről és rétegtani viszonyairól, mégis a kor tudományos színvonalának megfelelően értékes megfigyeléseket tartalmaznak.

A Tolnai-dombságra vonatkozó első irodalmi utalást a múlt század nagy magyar geológusa, SZABÓ J. (1863) „Szekszárd környékének földtani leírása” c. cikkében találjuk, melyben a szerző a lösz vastagságáról, a vörösiszap és a pannóniai üledékek felszíni előfordulásáról tesz említést. A múlt század végén területünkre vonatkozó legértékesebb munka LŐRENTHEY I. (1892—94) tollából jelent meg. Többek között a Szekszárdi-dombvidék és a Völgység pannóniai üledékeinek kortani besorolásával foglalkozik, s máig is érvényes megállapításokat tesz. A dombvidék *Congerius triangularis*-szal és *C. rhomboidea*-val jellemzett pannóniai üledékeit a felsőpannóniai emeletbe sorolta. A pannóniai üledékekben végzett szintézise évtizedek múlva is teljesen helytállónak bizonyult.

A Tolnai-dombság első részletesebb földtani térképezése közvetlenül az első világháború után kezdődött meg. A Szekszárdi-dombvidék, a Völgység és a Hegyhát D-i része geológiai felvételezését KADIÓ O. (1925) végezte, míg a dombsági táj É-i részén, a Hegyhátban TOBORFFY G. (1925) térképezett.

KADIÓ tanulmányában elsősorban a Szekszárdi-dombvidék pliocén—pleisztocén képződményeinek elterjedésével foglalkozik, és számos értékes



adatot közöl a pannóniai rétegek dőlésviszonyairól. Főleg a dombvidék É-i részéről sorol fel jelentékeny ( $5^{\circ}$ – $8^{\circ}$ ) rétegdőléseket. Mérésadatai szerint a dombvidék pannóniai rétegei főleg DK-i és D-i irányban vannak kimozdulva. Ezek az adatok számunkra nagyon értékesek, mert a több évtizeddel ezelőtti feltárások azóta elpusztultak, s így igen jól kiegészítik a jelenlegi feltárásokban mért rétegdőlésekre vonatkozó adatainkat.

KADIÓ O. külön érdeme, hogy már a 20-as években elkülönítette és külön térképezte a *típusos szálban álló rétegzetlen löszöket* és a „*kimosott és újból lerakott átmosott löszöket*”. Ezzel a magyar szakirodalomban elsőként között mutatott rá határozottan a másodlagos helyen fekvő rétegzett löszöknek lejtőleöblítés útján történő áttelepítésére.

Figyelemre méltó KADIÓ O.-nak a völgyek geneziséről akotott felfogása és magyarázata is. A dombvidék rendkívül szabályosan kifejlődött völgyhálózatának kialakulását a terület tektonikai viszonyaival hozza kapcsolatba.

Szerinte „a fővölgyek irányát törési vonalak jelzik, melyek mentén az ÉNy-i részek süllyedtek, a DK-iek ellenben helyben maradtak”. Ezen fejtegetésében KADIÓ tulajdonképpen a területnek a fővölgyek vetővonalai mentén történt *táblás feldarabolása* mellett foglal állást, ami teljesen meggyezik a mi felfogásunkkal, amit a későbbiek során számos mérési adattal igazolni is fogunk.

TOBORFFY G. (1925) főleg a Hegyhát É-i és Ny-i Kapos menti pereméről közölt értékes megfigyeléseket. Megállapításait ma is helytállónak tartjuk. Véleménye szerint Simontornyától D-re a dombság Kapos menti lejtőjét „lépcsős leszakadások jellemzik”. Ugyanerről a szakaszcsoportról jelentékeny csúszásokat is leír, melyek következtében a pannóniai üledékek számos helyen a felszínre kerültek. Nagyon értékesek és jól felhasználhatók a pannóniai üledékekben mért rétegdőlés adatai is. Megállapítása szerint a Kapos-völgy jobb partján feltárt pannóniai rétegek „teljesen egyezőleg  $7^{\circ}$ -kal dőlnek DK felé”.

Hasonlóképpen helytállónak bizonyultak a Hegyhát Ny-i, Kapos menti peremét borító löszökre vonatkozó megállapításai is. Megfigyelései szerint a „dombság külső szegélyét normális lösz és fluviatilis rétegzésű lösz alkotja, amelynek karaktere állandóan változik”. Valószínűnek tartjuk, hogy a Kapos menti peremen előforduló szoliflukciós löszöket is az átmosott löszök közé sorolta TOBORFFY G., hiszen a 20-as években a periglaciális szoliflukció felszínformáló szerepe még ismeretlen volt.

KADIÓ O.-hoz hasonlóan a Hegyhát szerkezetében TOBORFFY G. is táblás elvetődéseket sejt, de erre csak a Danal-völgy vetősíkjá mentén kiemelkedett Uzdi-hegy és az Alsóhidas-patak völgyének törésvonalában Kölesd és Kistormás között, a völgy jobb oldalán magasra került pannóniai rétegek alapján utal szükségesén.

STRAUSZ L. (1942) a Tolnai-dombság területén mért rétegdőlésekből, de főleg a pannóniai üledékek elterjedéséből KADIÓ O. felfogásához hasonló tektonikai következtetéseket vont le. A különböző magasságokban elhelyezkedő pannóniai üledékek településhelyzetéből arra következtet, hogy a „terület apró táblákra töredezett, s ezek nagyjából hasonló középmagasság mellett DK-re dőlnek”. Számításai szerint 2–10 km-es távolságon a pannóniai táblának  $0,5$ – $1,5^{\circ}$ -os rétegdőlése már 40–50 m-es levetődést jelent. Ezek az adatok helytállóak. Ugyanis a pannóniai rétegekben mért adataink szerint a vastag lösztakaró itt erősen összetöredezett, s  $1$ – $4^{\circ}$ -os rétegdőlés



mellett DK-i irányban kibillent *pannóniai táblarögöket* takar, melyek átlagosan 40—60 m-rel kerültek mélyebbre a fővölgyek vetősíkjai mentén.

Területünkről az első földrajzi jellegű tanulmányt MOUSSONG GY. (1917) írta. E tanulmány természetföldrajzi része kizárólag rövid morfológiai leírást tartalmaz.

BULLA B. (1936), SÉDI K. (1943), ERDÉLYI M. (1955), LÁNG S. (1955), PÉCSI M. (1959), KRIVÁN P. (1960) a Szekszárdi-dombvidékkel határos Duna-völgy (Sárköz) teraszmorfológiai kérdéseivel foglalkoztak. A sárközi Duna-teraszok helyes értékelése számunkra igen fontos kérdés, mert a Szekszárdi-dombvidék a pleisztocén végén a Duna-völgy alföldi szakaszának (Sárköz) kialakulásával szoros kapcsolatban fejlődött. A dombvidék K-i töréslépcsős peremének a levetődése ugyanis egyidejűleg ment végbe a Sárköz területének süllyedésével és a Duna felkavicsolásával.

BULLA B. idézett munkájában a teraszmorfológiai vizsgálatok mellett utal a „szekszárd-bátai rög” szerkezeti viszonyaira, valamint a dombvidéket borító vastag lösztakaró településhelyzetére és gazdag formakincsére. Főleg a dombvidék erős feldaraboltságára és Duna menti peremének *lépcsős letörésére* hívta fel a figyelmet. A dombvidék szerkezeti viszonyaira vonatkozó megállapításait nagyon helyesnek tartjuk, s a későbbiek során adatokkal is igazoljuk.

VIGH GY. (1942), SÜMEGHY J. (1952) és LÁNG S. (1953) Szekszárd ivóvízellátásának kérdésével foglalkoztak, s a dombvidékkel határos régi Dunamedrek víztároló üledékeiről szolgáltatott értékes adatokat.

1945 után a részletes földtani és természetföldrajzi kutatások a Tolnai-dombság területére is kiterjedtek, s a korábbi munkálatoknál szervezettebb formában és gyorsabb ütemben folytak. A kutatások első szakaszában a terület részletes, 1 : 25 000-es méretarányú újabb földtani térképezésére került sor. A térképezési munkálatokról készült összefoglaló beszámoló jelentései (LÁNG S. 1951, URBANCSEK J. 1951) a terület földtani képződményeinek elterjedésén, valamint sztratigráfiai és települési viszonyainak elemzésén túlmenően morfológiai megfigyeléseket is tartalmaznak.

A földtani térképezéssel csaknem egyidejűleg és azt követően sor került a Tolnai-dombság és közvetlen környezete morfológiai és természetföldrajzi kutatására is.

PATAKI J. (1955) előbb a Szekszárdi-dombvidékkel közvetlenül határos *Sárköz* területéről közölt értékes természetföldrajzi adatokat, majd (1961) a löszborította dombvidék makro- és mikroformáinak kialakításában szerepet játszó antropogén hatások jelentőségére hívta fel a figyelmet. Véleménye szerint a dombvidék löszformáinak kialakításában közvetve vagy közvetlenül igen nagy szerepe van az ember tájformáló tevékenységének. Egyes formák és formacsoportok geneziséét közvetlenül antropogén hatásokra vezeti vissza. Főleg az intenzív mezőgazdasági művelés alatt álló szőlőkultúra területein hozza szoros kapcsolatba a felszíni formák kialakulását az ember felszínformáló tevékenységével. Gyakorlati vonatkozásainál fogva e munka teljesen újszerű, s értékes ismeretanyaggal gyarapítja a tájunkra vonatkozó szakirodalmat.

A Tolnai-dombság területén kutatásainkat megelőzően csak LÁNG S. (1955, 1957) végzett részletesebb morfológiai megfigyeléseket. Főleg a Szekszárdi-dombvidék felépítéséről, szerkezeti viszonyairól, valamint szoliflukciós és suvadásos eredetű formáiról közölt értékes adatokat.



A dombsági táj szerkezetmorfológiájával kapcsolatban helyesen állapítja meg, hogy a vastag lösszel borított dombvidék peremét mindenütt *peremvetődés* jelöli ki, s hogy a nagyobb völgyeket egytől-egyig *szerkezeti vonalak* jelezték előre. Ezzel kapcsolatban értékesek és jól felhasználhatók a vetődésekről és rétegdőlésekről közölt adatai.

LÁNG S. nagy érdeme a dombvidék felszíni domborzatának kialakításában jelentős szerepet játszó periglaciális szoliflukció felszínletaroló és anyagáttelepítő mozgásfolyamatainak a felismerése és hangsúlyozása. Találóaan jegyzi meg, hogy a „suvaszás és a szoliflukció nyomai lépten-nyomon látszanak a löszben”. Egyeznek megfigyeléseinkkel a dombvidék formálásában szerepet játszó suvaszásokról közölt adatai is.

A tájunk Ny-i peremét határoló Kapos-völgy vízrajzára és természetföldrajzi képeének kialakulására vonatkozó adatokat tartalmaznak BEBESI GY. (1937) és VÖRÖSS L. Zs. (1958) kisebb tanulmányai. Különösen a Kapos-völgy elmocsarasodására és ármentesítésére vonatkozó összegyűjtött adataik használhatók fel.

A Tolnai-dombság általunk felvázolt szerkezetmorfológiai fejlődéstörténetének helyes értékelését igazolják RÉTHLY A. (1952) és VÁRK R. (1943) területünkre vonatkozó nagyon értékes szeizmológiai adatai, ill. geofizikai vizsgálateredményei. Különösen értékesek számunkra RÉTHLY A. a Hegyhát területére vonatkozó, a fő szeizmotektonikai vonalakat is feltüntető *földrengési térképe* és részletes szeizmológiai adatsora, amelyek Pincehely és tágabb környéke völgyhálózatának szerkezeti eredetét kitűnően igazolják.

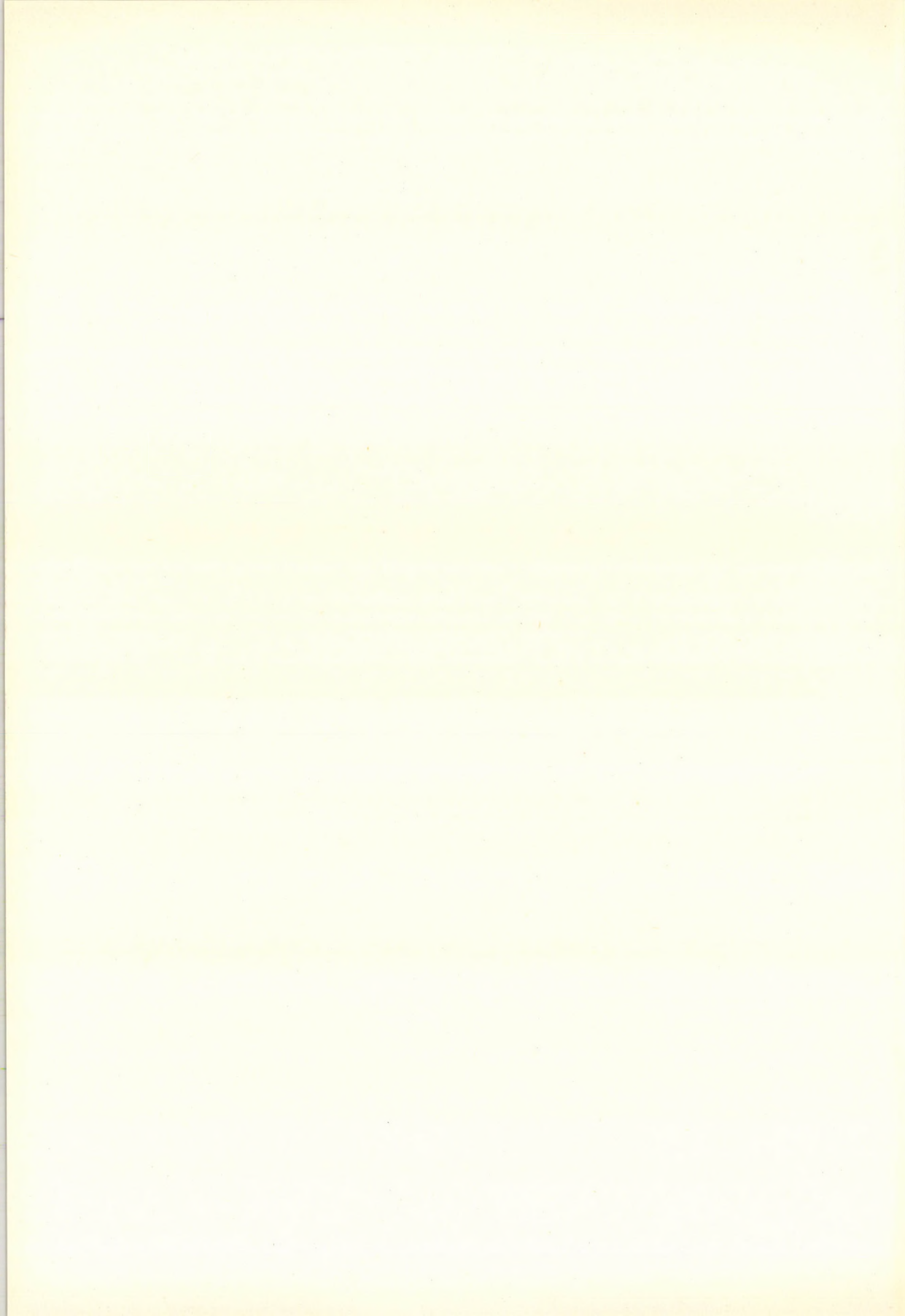
SZABÓ P. Z. (1957) a Szekszárdi-dombvidéket Ny felől határoló Völgysegi-patak völgyének fejlődéstörténeti problémáival foglalkozik vázlatosan. LEÉL-ÓSSY S. (1953) pedig a tájunkkal határos Batai-rög és a Sárköz területéről közölt adatokat. A Sárköz D-i részének újpleisztocén-holocén fejlődéstörténetére vonatkozó megállapításaival teljesen egyetértünk.

A következőkben szólni kell még röviden a Tolnai-dombság területével és közvetlen szomszédságával foglalkozó legújabb tanulmányokról. ÁDÁM L. (1960, 1964, 1965, 1966, 1967) tanulmányaiban a dombvidék kistájainak földtani felépítésével, szerkezeti viszonyaival, fejlődéstörténetével és domborzatának kialakulásával foglalkozik részletesen. A felszíni formák genetikai elemzése mellett összefoglaló képet ad a gyakorlati vonatkozású tapasztalatokról is. Főleg a Szekszárdi-dombvidék tájértékelését dolgozta ki mezőgazdasági szempontból részletesen.

A Tolnai-dombságot K és É felől határoló Mezőföldről monografikus feldolgozásban ÁDÁM L.—MAROSI S.—SZILÁRD J. (1959) közölt részletes, tájunk fejlődéstörténetét is érintő értékes adatokat. Különösen a részleteiben is elemzett nyugat- és dél-mezőföldi középpleisztocén hordalékkúp fejlődése van szoros összefüggésben tájunk pleisztocén fejlődéstörténetével.

Tájunk Ny-i szomszédságáról SZILÁRD J. (1967) adott részletes összefoglaló természetföldrajzi képet.

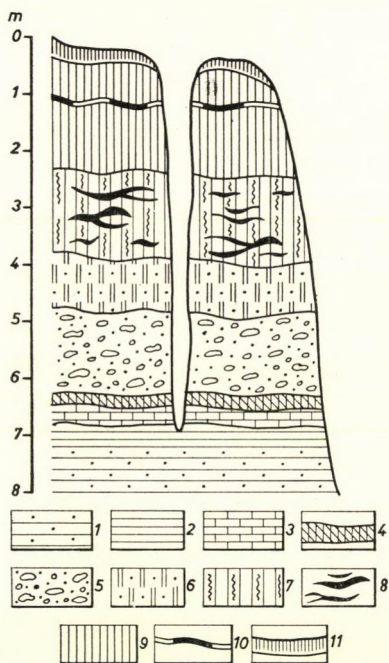




# I. A Tolnai-dombság földtani alapjai és fejlődéstörténete

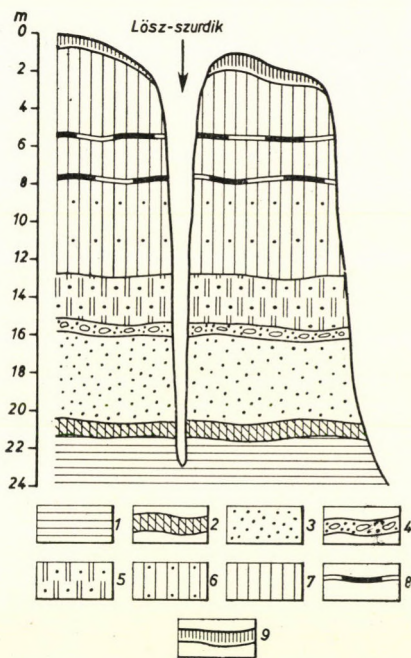
## A) A Tolnai-dombság földtani felépítése

A Tolnai-dombság a szomszédos Mezőföldhöz és Somogyi-dombsághoz hasonlóan pliocén és pleisztocén üledékes kőzetektől épült fel; földtani felépítése azonban amazokénál sokrétűbb és változatosabb (2., 3., 4., 5. ábra).



2. ábra. A Mózse-völgy löszszurdikáinak földtani szelvénye

1 = durvaszemű szürke pannóniai homok, homokkő, 2 = kékeszürke pannóniai agyag, 3 = édesvízi mészkő, 4 = alsópleisztocén vörösapagy, 5 = agyagos, homokos kötőanyagú záporpatak hordalék, 6 = szürke színeződésű, tömör szerkezetű átmosott lösz, 7 = szoliflukciós lösz, 8 = szoliflukciós vörösbarna fosszilis talaj, 9 = fakósárga rétegzetlen típusos lösz, 10 = vörösbarna fosszilis talajzóna, 11 = mészlepedékes csernozjom



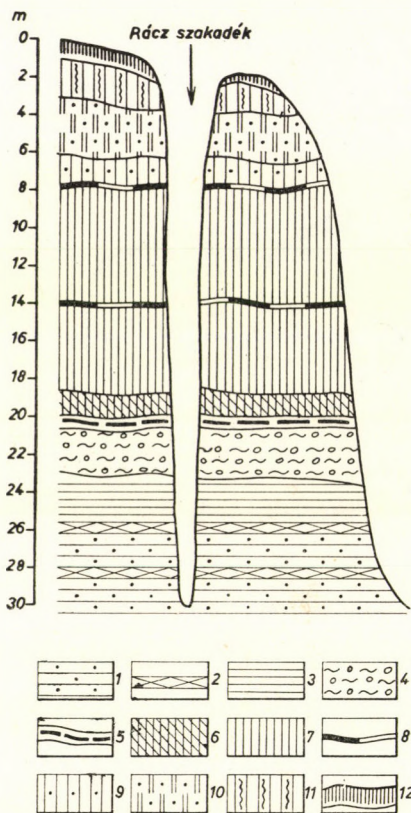
3. ábra. Földtani szelvény a Hegyhát É-i peremvidékéről (Simon-tornya)

1 = szürke pannóniai agyag, 2 = alsópleisztocén vörösapagy, 3 = sárgászürke aprószemű középleisztocén folyóvízi homok, 4 = homokos, konkréciós törmelékeny szint, 5 = átmosott homokos lösz, 6 = barnászórga agyagos jellegű homokos lösz, 7 = fakósárga típusos lösz, 8 = vörösbarna fosszilis talajzóna, 9 = mészlepedékes csernozjom



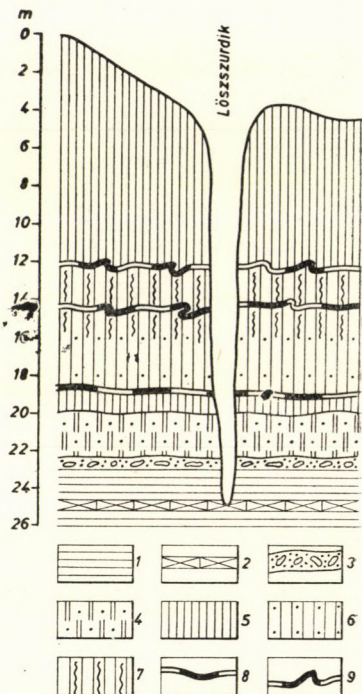
Vonatkozik ez elsősorban a dombsági táj É-i részére, a Tolnai-Hegyhát területére, ahol számos helyen a *pannóniai üledékek* legváltozatosabb rétegsorai, törmelékes rétegek, édesvízi mészkő, agyagmárga, fosszilis vörösayag, folyóvízi homok, idősebb átalakult lösz, fosszilis talajokkal tagolt típusos lösz és a löszös üledékek különféle változatai települnek egymás közvetlen szomszédságában.

A pliocén-pleisztocén üledékes takarón kívül területünkön helyenként felszínre bukkannak a dombság alapját képező idősebb kőzetek is, de ezek előfordulása és felszíni kiterjedése nagyon jelentéktelen. Közülük csak a Lajvér-patak bal partján, Kismórágypusztánál felszínre bukkanó gránit



4. ábra. Földtani szelvény a Hegyhát K-i pereméről (Pincehely, Rácz-szakadék)

1 = szürke pannóniai homok, 2 = pannóniai homokkő, 3 = kékeszürke pannóniai agyag, 4 = iszapos, agyagos konkréciós szoliflukciós üledék, 5 = szürkésfehér mészkőpad, 6 = alsó-pleisztocén vörösayag, 7 = világossárga típusos lösz, 8 = vörösbarna fosszilis talajzóna, 9 = sárgászürke homokos lösz, 10 = átmosott homokos lösz, 11 = szoliflukciós lösz, 12 = barna erdőtalaj



5. ábra. A Csatári-völgy baloldali lejtőjének földtani szelvénye Csatárnál

1 = kékeszürke pannóniai agyag, 2 = világosszürke aprószemű pannóniai homokkő, 3 = konkréciós, törmelékes üledék, 4 = átmosott lejtőtörmelékes lösz, 5 = típusos lösz, 6 = gyengén homokos lösz, 7 = szoliflukciós szemetes lösz, szoliflukciált fosszilis talaj anyagával kevert, 8 = vörösbarna fosszilis talajzóna, 9 = szoliflukciált vörösbarna fosszilis talaj



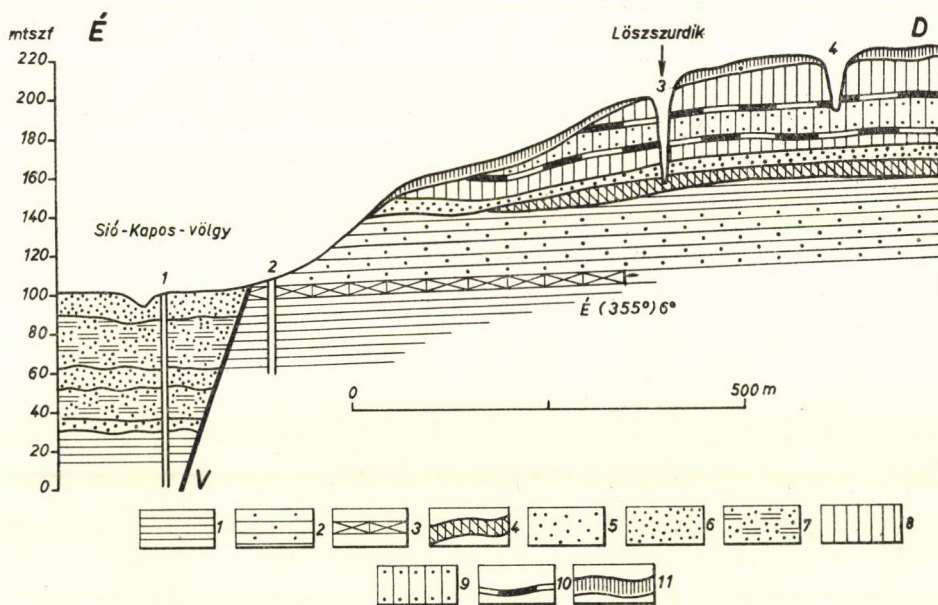
és a Möcsény környékén kisebb foltokban előforduló miocén (tortonai, szarmata?) mészkőrögök érdemelnek említést.

### 1. Pannóniai üledékek

A Tolnai-dombság felépítésében legfontosabb szerepe a változatos rétegsorú *pannóniai üledékeknek* van, melyek leggyakrabban homok, homokkő, agyag, homokos agyag és agyagos homok kifejlődésben fordulnak elő, de ezenkívül jellegzetes még az iszapos agyag, iszapos homok, a leveles agyag-márga és a mocsári agyag is. A felsorolt üledékfajták vízszintes és függőleges irányban sokszor egymás közvetlen szomszédságában is változatos kifejlődésben fordulnak elő, ami elsősorban a pannóniai felszín erős feldarabolódásával és nagyarányú pleisztocén lepusztulásával magyarázható. Felszíni kiterjedésük viszonylag jelentéktelen. Fedetlenül csak kisebb foltokban fordulnak elő, mert a dombság túlnyomó részét vastag *pleisztocén rétegsor* (vörösayag, folyóvízi homok, lösz) fedi.

A felszíni előfordulásokon kívül a pannóniai üledékek jellegéről a mélyfúrások is jó tájékoztatást nyújtanak. Eddigi ismereteink alapján a Tolnai-dombság területén a felszínen és a felszínközeli mindenütt *felsőpannóniai üledékek* az elterjedtek, s az *alsópannóniai üledékek* hiányoznak.

LŐRENTHEY I. (1892–94) meghatározása szerint a Szekszárdi-dombvidéket felépítő pannóniai üledékek a *Conger triangularis*-szal és a *C. rhomboidea*-val jellemzett felsőpannóniai emelet felső szintjébe tartoznak, s azo-



6. ábra. A Hegyhát É-i peremének földtani szelvénye Simontornyánál

1 = sötétszürke pannóniai agyag, 2 = világosszürke pannóniai homok, 3 = pannóniai homokkő, 4 = alsópleisztocén vörösayag, 5 = sárgásszürke középszemű folyóvízi homok, 6 = finomszemű folyóvízi homok, 7 = agyagos folyóvízi homok, 8 = fakósárga típusos lösz, 9 = fakósárga homokos lösz, 10 = vörösbarna fosszilis talajzóna, 11 = mészlepedékes csernoizjom, V = vető, vetőzóna



nos fáciasei a Hegyhát és Völgyesség *Prosodacna vutskitsi*-s, agyagos, agyagmárgás homokos rétegsorának. A mélyfúrások és a természetes feltárások tanúsága szerint ugyanis a Hegyhátban 300–400 m mélységig egységes kifejlődésű csökkent sósvízi, *Prosodacna vutskitsi*-vel jellemzett pannóniai rétegek képviselik a felsőpannóniai emelet felső szintjét (Állami Földtani Intézet fúrásadatai).

A felsőpannóniai üledékek felszíni előfordulása a *Hegyhát* és a *Szekszárdi-dombvidék* területén a legjelentékenyebb. A Hegyhátban fedetlenül a legnagyobb kiterjedésben a terület É-i, ÉNy-i és Ny-i, a Kapos és a Sió – Kapos völgye felé leszakadó magaspart tektonikus peremén, különösen Simon-tornya, Pincehely, Szárazd, Kurd és Döbrököz vidékén fordulnak elő nagyobb összefüggő foltokban (6. ábra). A Hegyhát Ny-i, Kapos-völgyi peremétől K–DK felé haladva a felsőpannóniai rétegek egyre mélyebb szintben helyezkednek el, s a Hegyhát belső területein már csak az eróziós szakadékvölgyekben tárulnak fel.

A Szekszárdi-dombvidéken leggyakrabban a völgyoldalak lejtőin (Parászta-, Csatári-, Bartina-, Kakasdi-, Tóth-, Hidas-, Szálkai-, Alsónánai-völgy), a keskeny szurdikokban, mélyrevágódott löszmélyutakban és a dombvidék lépcsősen letöredezett K-i és É-i peremlejtőin bukkannak a felszínre. Leggyakoribb előfordulásuk a Parászta-völgyből ismert.

Legnagyobb abszolút magasságban a dombvidék É-i részén fordulnak elő, átlagosan 200–220 m tszf-i magasságban. A dombvidék középső részétől D, DK felé haladva egyre mélyebb szintben helyezkednek el, s a 20–40 m vastag lösztakaró alatt a dombvidék D-i határa mentén már a Lajvér-völgy alluviális szintje (110 m a tszf.) alá süllyednek.

A Völgyességben előfordulásuk jobbára az Alsóhidas-patak völgyének jobb oldalára korlátozódik, de itt fedetlenül igen jelentékeny kiterjedésben bukkannak a felszínre. Závod, Mucsi és Tevel határában a völgy jobboldali meredek lejtőjét fedetlen felsőpannóniai homok és homokkő borítja.

## 2. Törmelékes szintek

A Tolnai-dombságon a levantei (felsőpliocén) képződményeknek megfelelő üledékeket nem folyóvízi homok vagy kavics képviseli, hanem vékonyabb-vastagabb kifejlődésű *törmelékes szint*, amely ismereteink szerint főleg a Hegyhátban és a Szekszárdi-dombvidéken fordul elő. A törmelékes szintek mindenütt eróziós diszkordanciával települnek a denudált pannóniai felszínre (5. ábra). A törmelékes anyag petrográfiai összetétele nagyon heterogén, és feltárások szerint is változó összetételű. Anyaga főleg pannóniai eredetű görgetett mészkonkrécióból, homokkő-kavicsból és átmosott pannóniai eredetű homok és agyag keverékéből áll. Sztratigráfiai települése és anyagi összetétele alapján minden valószínűség szerint a szárazulattá vált pannóniai felszín erodálásának a terméke. Vastagsága és elterjedése is nagyon különböző. Vastagabb (2–6 m) kifejlődésben a Hegyhát Ny-i peremterületén fordul elő.

## 3. Édesvízi mészkő

Lehetséges, hogy a Tolnai-dombság É-i térségében szórványosan előforduló *édesvízi mészkő* is a felsőpliocénban képződött. A szürkésfehér, néha



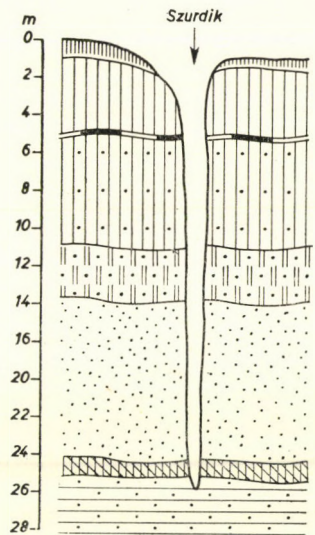
rózsaszínbe játszó kalcitkristályos édesvízi mészkő területünkön mindenütt a denudált pannóniai felszínen települt. Általában 0,5–1 m vastag. Elterjedése a Hegyhát É-i, ÉNy-i és Ny-i peremterületére korlátozódik. A Hegyhát peremét bereselő eróziós szakadékvölgyek Simontornya, Csókás-puszta, Pincehely, Gerenyás és Csernyéd-puszta közelében tárják fel (2. ábra).

Keletkezési körülményeinek megfelelően minden bizonnyal lokális jellegű képződmény. Anyagának túlnyomó része (90%) karbonátos anyag, s csak jelentéktelen százalék (10%) agyagos-homokos frakció. Fauna hiányában az édesvízi mészkő keletkezési ideje pontosan nem rögzíthető. Vagy egykorú a denudált pannóniai felszínre települt felsőpliocén törmelékszinttel, vagy pedig már az alsópleisztocénban keletkezett.

#### 4. Fosszilis vörösayag

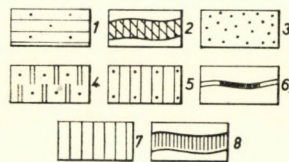
A pleisztocén képződményeket a Tolnai-dombságon települési és időrendi sorrendben fosszilis vörösayag, folyóvízi homok, homokos-agyagos-kavicsos folyóvízi üledék, típusos lösz és egyéb löszös üledékek képviselik.

A pleisztocén legalsó tagja a regionális elterjedésű *fosszilis vörösayag*. Elterjedése és vastagsága területenként nagyon különböző, de mivel a domb-sági táj legkülönbözőbb részein megtalálható, nagyon valószínű, hogy kialakulása idején összefüggő takaróként borította a pannóniai felszínt. Jelenleg a legnagyobb kiterjedésben a Hegyhát és Völgység területén fordul elő (2., 3., 4., 7. ábra). Keletkezési körülményei, településhelyzete és anyagi



7. ábra. Földtani szelvény a Hegyhát D-i részén Kurd és Mucsi között (26 méter mély szurdik feltárása)

1 = szürke pannóniai homok, 2 = alsópleisztocén vörösayag, 3 = szürkessárga, durvaszemű középleisztocén folyóvízi homok, 4 = átmosott homokos lösz, 5 = szürkessárga homokos lösz, 6 = vörösbarna fosszilis talaj, 7 = fakóssárga típusos lösz, 8 = barna erdőtalaj





1. táblázat. A hegyháti pannóniai agyagok és vörösayagok százalékos nehézasványtani

Mintavételi hely	Magmás						Metamorf			
	Rombos piro- xén (Ensta- tit—Hipersztén)	Augit	Amfiból	Biotit	Apatit	Cirkon	Andaluzit	Sillimanit	Cyanit	Staurolit
Simontornya, Mózsé-hegy, pannóniai agyag	8		3	6	2	2			2	8
Simontornya, Mózsé-hegy, vörösayag	6		5	5	2	4			3	7
Mucsi, pannóniai homokos agyag	6			4			5			6
Mucsi, vörösayag	4			6			3			1
Simontornya, Mózsé-völgy, pannóniai agyag	6			8		3	6		2	4
Simontornya, Mózsé-völgy, vörösayag	5	1	2	3	5		4	2	3	7
Kölesd, pannóniai homok	11			8			3		3	1
Kölesd, vörösayag	6		1	2			4			3
Döbrököz, pannóniai agyag	12		2	4			6	2	5	11
Döbrököz, vörösayag	7				22		5		1	8
Kistormás, pannóniai agyag	8		1	5	1		7			8
Kistormás, vörösayag	8		2	6	1		4		2	3
Pincehely, pannóniai agyag										
Pincehely, vörösayag	4	1		3		16	4		1	6

összetétele alapján *szálban álló és áttelepített vörösayagot* különböztetünk meg. Az elsődleges helyén fekvő vörösayag kisebb kiterjedésben fordul elő. Ez nedvesen zsíros tapintású, egynemű anyag. Feküje minden esetben szálban álló pannóniai agyag, mellyel lefelé halványuló színnel fokozatosan olvad egybe. A kétfajta képződmény között sem eróziós, sem szerkezeti diszkordancia nem állapítható meg, de még a kétfajta kőzet határfelületét is nehéz kijelölni. A vörösayag a szálban álló pannóniai felszín mállása révén keletkezett. Ezt a pannóniai agyag és a vörösayag azonos összetételű nehézasványai is igazolják (1. táblázat). Aszerint, hogy eredeti vastagságából az erózió és a periglaciális szoliflukció helyenként mennyit pusztított le, 0,7–2 m vastag. A legnagyobb mértékben a dombsági táj DNY-i részén, a Szekszárdi-dombságban erodálódott. Vastagsága itt csak 0,3–0,8 m.

Az *áttelepített*, másodlagos helyén fekvő vörösayagnak számos ismertető jele van. A fekvő pannóniai felszíntől eróziós diszkordanciával határolódik el, és nagyon gyakran pannóniai üledékkel vagy egyéb áttelepített, törme-

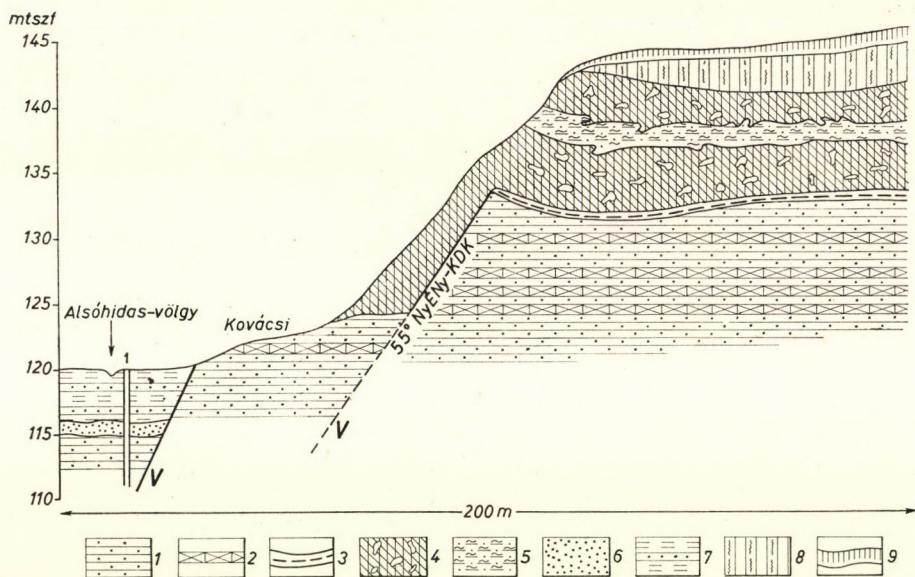
V e g y e s											Megjegyzések
Zöld amfibol (Aktinolit-Trem.)	Epidot	Gránát	Turnalín	Rutil	Diopsid	Klorit	Muszkovit	Limonit	Kőzettörmelék	Ösz- sze- sen	
3	6	16	3	1	4	7	5	5	19	100	szálban álló
7	4	15	3	1		5	7	5	21	100	szálban álló
2	3	15	3	3	2	5		9	37	100	szálban álló
1	4	8		2	3	4		20	44	100	szálban álló
4	5	6	3		5	12		11	25	100	a pannóniai agyag szál- ban álló kőzet, a vö- rösagyag alapanyaga
2	4	12	3	9	2	2		12	22	100	áttelepített agyag, a kettő közt édesvízi mészke fekszik
2	3			21	5	11		8	24	100	szálban álló
1	2	7	1	1	2	1		52	17	100	alapanyaga áttelepített
4	2	14	8		2	4		8	16	100	szálban álló
6	5		7		3			16	20	100	alapanyaga áttelepített
3	7	8	5	12	4	3		16	12	100	szálban álló
2	4	3	2	2	4	5		39	13	100	szálban álló
1	3	9			4	4		10	34	100	szoliflukcióval áttele- pített, a pannóniai agyagból a nehézasváb- nyok teljesen hiányoz- nak

lékes anyaggal kevert. Előfordul édesvízi mészkőre (2., 8. ábra), törmelékes szintre és folyóvízi homokra települve is. Az áttelepített vörösayag nehézasványtani összetétele a pannóniai fekvő kőzetétől lényegében nem különbözik, de a nehézasványok koptatottsága, töredezettsége és különböző százalékos részesedése is a fosszilis vörösayag áttelepítésére utal (1. táblázat). Az áttelepített vörösayag legfontosabb ismérve nagy vastagságban (4–16 m) való felhalmozódása.

A fosszilis vörösayagot részben periglaciális szoliflukció, részben pedig lejtőleemosás telepítette át.

Az alsópleisztocén fosszilis vörösayag szoliflukciós települése *korai pleisztocén periglaciális szoliflukciós folyamatokról tájékoztat*, és arra utal, hogy a Tolnai-dombság területén a szoliflukció már a középleisztocén folyóvízi homok lerakódása és a löszképződés előtt is jelentékeny felszínformáló tényező volt.





8. ábra. Szoliflukciós lejtőprofil az Alsóhidas-patak völgyének jobboldali peremén Kovácsinál

1 = világosszürke aprószemű pannóniai homok, 2 = pannóniai homokkő, 3 = mészkőpad, 4 = szoliflukciósan felhalmozott alsópleisztocén vörösiszap, 5 = meszes, homokos, agyagos, törmelék-szaliflukciós üledék, 6 = folyóvízi homok, 7 = átmosott homokos, agyagos löszös üledék, 8 = szoliflukciós lösz, 9 = barna erdőtalaj, V = vető, vetőzóna

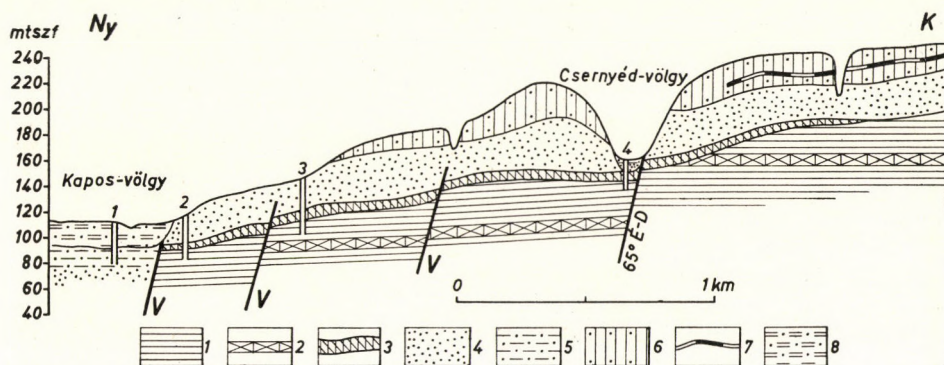
### 5. Folyóvízi üledékek

A vörösiszap fedőjébe vagy folyóvízi üledék, vagy törmelék-konkréciós réteg, vagy pedig lösz települ. Leggyakoribb fedőközete a középpleisztocén folyóvízi rétegsor, melyet a dombság legnagyobb részén vastag lösz-takaró borít. A folyóvízi üledéksor, amely a Tolnai-dombság középpleisztocén hordalékkúpjának a tartozéka, csak a Hegyhát és a Völgyesség területére terjed ki, a Szekszárdi-dombságon hiányzik.

A regionálisan elterjedt folyóvízi üledéket a Hegyhátban főleg finom-, apró- és középszemű folyóvízi homokok képviselik (3., 6., 9. ábra), a Völgyességben viszont nagyon változatos folyóvízi üledéksor jellemző. Itt a finom-, apró- és középszemű folyóvízi homokrétegek gyakran változnak durvább rétegsorokkal, és nagyon gyakori az agyagos, kavicsos, törmelék-szaliflukciós, murvás üledékek közbetelepülése (10., 11. ábra).

A finom-, közép- és aprószemű pleisztocén folyóvízi homok felszíni elterjedése jobbra csak a Hegyhát É-i, Ny-i és K-i peremterületére korlátozódik. Az eróziós szakadékvölgyek feltárásai és a fúrásadatok azonban azt bizonyítják, hogy a folyóvízi homok a vörösiszaphoz hasonlóan regionális elterjedésű, a vastag lösztakaró alatt a Hegyhát belsejében is folytatódik, s annak felépítésében igen nagy szerepet játszik. Fedetlenül nagyobb összefüggő területen főleg Kisszékely, Pincehely, Tolnanémedi, Belecse, Keszőhidegkút, Csernyéd, Hógyész, Szárazd, Diósberény, Dúzs, Döbrököz, Simonornya, Alsórácegres-pusztas és Sárszentlőrinc környékén ismert. A fo-





9. ábra. A Hegyhát Ny-i peremének földtani szelvénye Szakály—Csernyéd-puszta között

1 = világosszürke pannóniai agyag, 2 = pannóniai homokkő, 3 = alsópleisztocén vörösgyag, 4 = sárgászürke, aprószemű középleisztocén folyóvízi homok, 5 = iszapos folyóvízi homok, 6 = szürkésárga, gyengén homokos lösz, 7 = világosbarna fosszilis talajzóna, 8 = átmosott lejtőtörmelék, agyagos, löszös üledék, V = vető, vetőzóna

lyóvízi homok vastagsága a jelzett területen nagyon különböző. A legvastagabb kifejlődésben a Hegyhát Ny-i és K-i peremvidékén fordul elő. Jelenlegi ismereteink szerint itt 10–150 m vastagság között váltakozik. A Hegyhát belsőbb területein viszont már jóval vékonyabb, általában 1–40 m vastag.

A Völgységben a folyóvízi üledéksor durvább kifejlődése a Mecsek lefordási területével van szoros összefüggésben. Ezzel kapcsolatban most csak annyit kívánunk megjegyezni, hogy a folyóvízi rétegsor itt 50 m-nél sehol sem vékonyabb. A fúrásadatok szerint számos helyen eléri a 150–180 m vastagságot is.

## 6. Lőszök és löszös üledékek

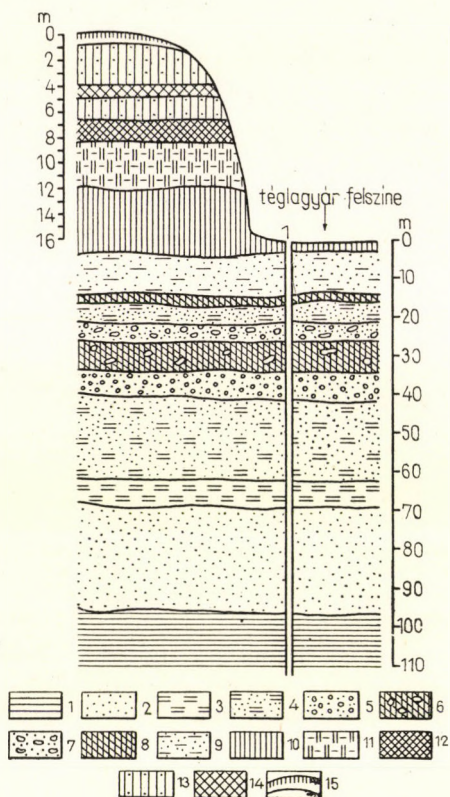
A dombsági táj legfontosabb felszíni képződménye a mezőgazdasági művelés alatt álló területek termékeny talajtakarójának anyakőzetét szolgáltató lösz és a különböző jellegű deluviális löszös üledékek.

A Tolnai-dombság felszínét a Hegyhát Ny-i és K-i, valamint a Szekszárdi-dombság K-i és É-i töréslépcsős pereme kivételével mindenütt vastag lösztakaró borítja. A dombság vastag lösztakarójának tér- és időbeli kialakulása nagyon egyenlőtlenül történt, mert a lösz alapanyaga itt már jelentősen összetöredezett, völgyekkel sűrűn felszabdalt élénk reliefű felszínen halmozódott fel. A lösz vastagsága mégis igen tekintélyes, általában 20–50 m között váltakozik, de helyenként még vastagabb. Így pl. Hógyészen 70 m, Nagyszékelyen 81 m, Alsómocsoládon 64 m, Szalatnagon 78 m vastag lösz harántolt a kutatófúró. Ilyen nagy kiterjedésű, vastag lösztakaró jelenlegi ismereteink szerint hazánkban csak a Mezőföldről ismeretes.

A vastag lösztakaró a Hegyhátban és a Völgységben többnyire a változatos rétegsorú folyóvízi üledékekből felépült középleisztocén hordalékkúp fel-



színére (3., 6., 7., 9., 10., 11. ábra), a Szekszárdi-dombvidéken pedig közvetlenül az alsópleisztocén fosszilis vörösayag és a pannóniai üledékek denu-dált felszínére települ.

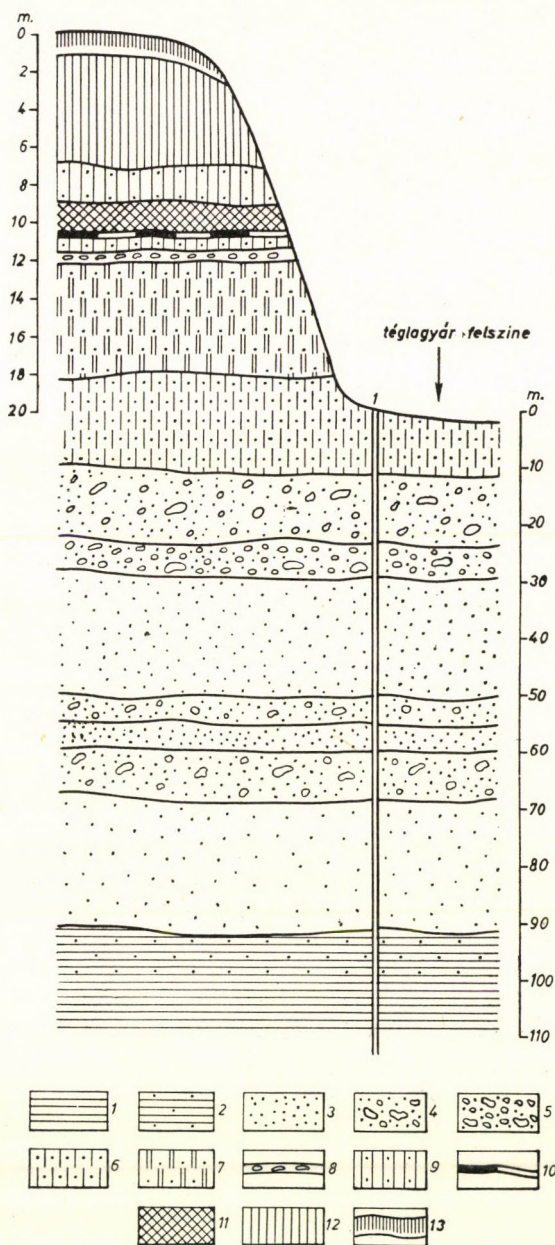


10. ábra. A bonyhádi téglaágy löszfalának fúrással kiegészített szelvénye (a fúrás-szelvény a Bonyhádi-félmedence 100 m vastag pleisztocén feltöltődését igazolja)

1 = szürke pannóniai agyag, 2 = sárga, aprószemű, csillámos, meszes folyóvízi homok, 3 = rozsdabarna kavicsos agyag (kvarc, homokkő- és édesvízi mészkőkavicsal), 4 = barnássárga, aprószemű, csillámos, meszes, erősen kötött agyagos homok, 5 = homokos kavics, 6 = mészkonkréciós, meszes, homokos, kavicsos fosszilis vörösayag pleisztocén héjtörredékkel, 7 = agyagos-homokos kötőanyagú, 5–6 cm  $\varnothing$ -jú mészkonkréciós szint, 8 = rozsdabarna, homokos, meszes, törmelékes fosszilis vörösayag édesvízi mészkőtörmelékkel és pleisztocén héjtörredékkel, 9 = aprószemű, csillámos, meszes, laza iszapos homok, 10 = világossárga, gyengén homokos lösz, 11 = átmosott talajszemcsés lösz, 12 = sötétbarna, csernozjom jellegű morzsalékos fosszilis talaj, 13 = barnássárga homokos lösz, 14 = világosbarna, csernozjom jellegű fosszilis talaj, 15 = csernozjom barna erdőtalaj

#### a) Típusos löszök

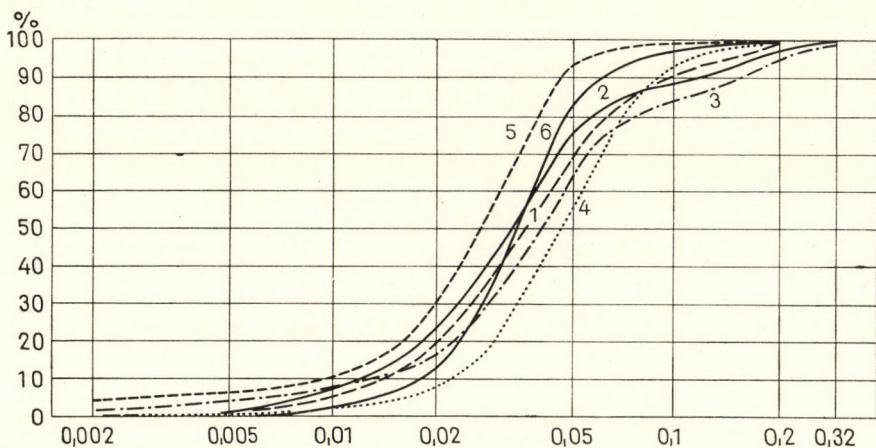
A vastag lösztakaró a Tolnai-dombság felszínének nagyobb részén „in situ” települt *típusos száraztérzíni löszből* áll. A típusos lösz gyakran vízszintes és függőleges irányban homokosabb jellegű löszszel változik, fekéje felé pedig vagy tömörebb szerkezetű barnásszürke és szürkéssárga agyagosabb kifejlődésű löszbe, vagy pedig sárgásszürke árnyalatú átalakult idősebb löszbe megy át.



11. ábra. A szászvári téglagyár agyaggödrének fúrással kiegészített szelvénye

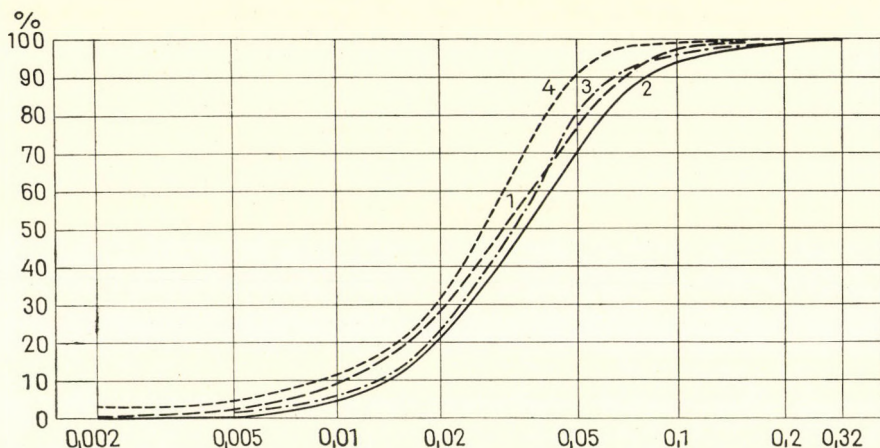
1 = kékesszürke pannóniai agyag, 2 = sárgásszürke, homokos pannóniai agyag, 3 = szürkésárga, aprószemű, csillámos, meszes folyóvízi homok, 4 = rozsdavörös, aprószemű, meszes, csillámos, mészköögörgeteggel (5–8 cm  $\varnothing$ ) kevert folyóvízi homok, 5 = homokos kötőanyagú közettörmelékes kavics (kvarc és mészkő) mészköögörgetékekkel, 6 = szürkésárga, aprószemű löszös homok pleisztocén héjtöredékekkel, 7 = sárgásszürke, talajszemesítés, átmosott homokos lösz, 8 = vízszintes löszbaba szint, 9 = szürkésárga, gyengén homokos, meszes kompakt lösz, 10 = rozsdabarna fosszilis talajzóna, 11 = sötétbarna, mezőségi jellegű fosszilis talajzóna, 12 = barnássárga árnyalatú, nagy porozitású rétegzetlen típusos lösz, 13 = barna erdőtalaj





12. ábra. Lejtőn települt típusos löszök szemcseösszetételi görbéi

1 = Pincehely (legfelső töréslépcső denudált platója), 2 = Kakasdi-löszplató K-i lejtője, 3 = Alsómocsolád (Bikali-völgy lejtője), 4 = Nagymányok (Völgyégi-patak baloldali lejtője), 5 = Gyönki-völgy baloldali lejtője, 6 = Kéty

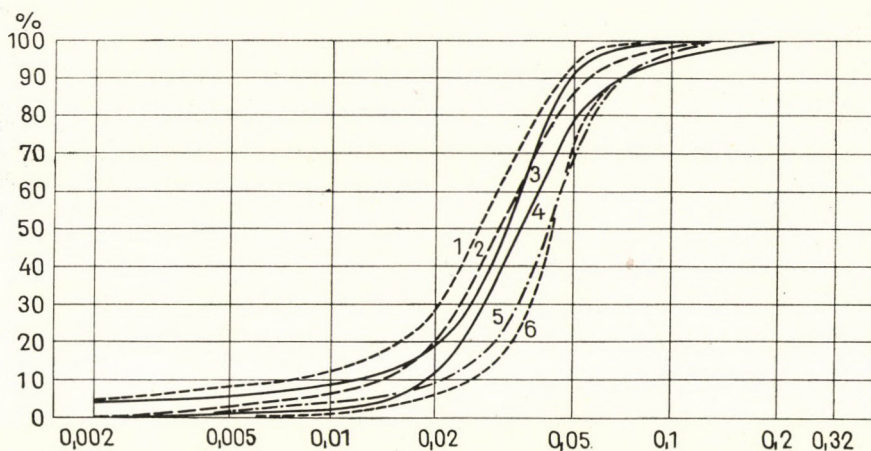


13. ábra. Lejtőn települt típusos löszök szemcseösszetételi görbéi

1 = Simontornya (löszmélyút), 2 = Simontornya (deráziós völgy lejtője), 3 = Palánki-hegy É-i lejtője, 4 = Mislai-völgy baloldali lejtője

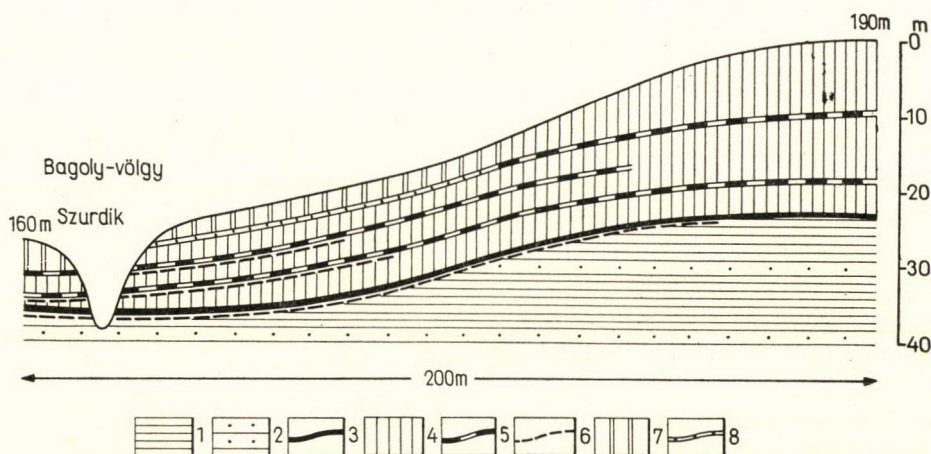
A Tolnai-dombság területén a típusos löszök éppen annyira jellegzetesek a *platók* és a *táblarögök* felszínén, mint a belső és a peremi területek völgyekkel és löszszurdikokkal felszabdalt lejtőin (2., 4., 6., 7., 11. ábra). Erre utalnak lösz-szerkezeti vizsgálataink, melyek szerint a Tolnai-dombság lejtőiről begyűjtött 69 minta közül az elemzések során 46 típusos lösznek bizonyult (12., 13., 14. ábra).

A Tolnai-dombság területén a lösz nagy vastagsága ellenére zömében az *utolsó jégkorszakban* keletkezett. Erre utal a lösz sztratigráfiai települése (feküje számos helyen középpleisztocén folyóvízi homok) és a löszkötegeket



14. ábra. Lejtőn települt típusos löszök szemcseösszetételi görbéi

1 = Rácegres-puszta, 2 = Nagyszékelyi-völgy baloldali lejtője, 3 = Murga, bekötőút, 4 = Grábóci-völgy jobb oldali lejtője, 5 = Lajvér-völgy baloldali lejtője, 6 = Alsónána (deráziós völgy)



15. ábra. A Bagoly-völgy (Parásztá-völgy felső szakasza) jobb oldali völglejtőjének földtani szelvénye

1 = pannóniai agyag, 2 = pannóniai homok, 3 = alsópleisztocén vörösgyag, 4 = típusos lösz, 5 = vörösbarna fosszilis talajzóna, 6 = mészmárga-pad, 7 = lejtőtörmelék szoliflukciós lösz, 8 = szoliflukciós vörösbarna vályogszalag

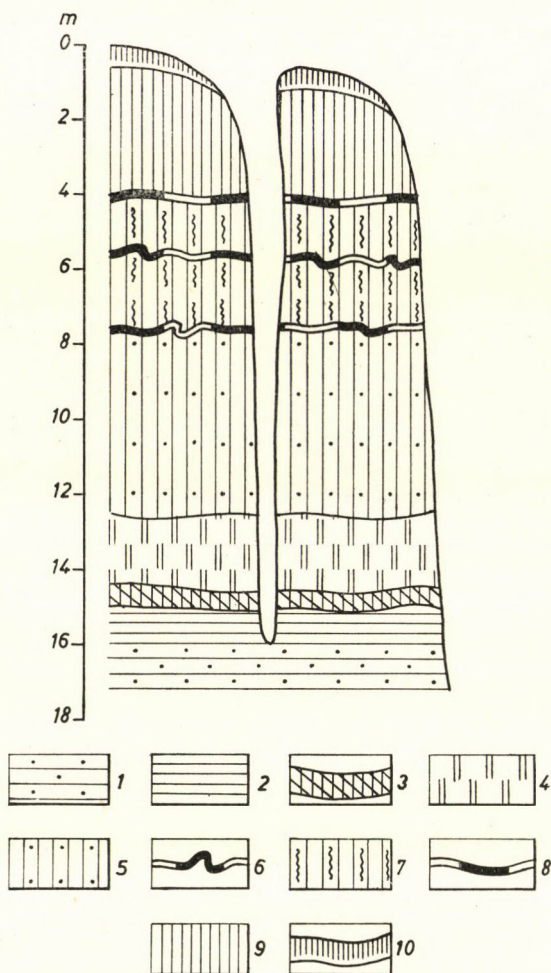
tagoló fosszilis talajzónák kifejlődése is. Würm jégkorszakinál idősebb lösz területünkön csak ritkán fordul elő. Ide soroljuk a Hegyhátban és a Szekszárdi-dombvidéken felismert többnyire szürkés színezetű átmosott, átalakult löszöket, a mélyebb szintekben kifejlődött tömörebb szerkezetű agyagos jellegű löszöket és az ún. erősen kompakt szerkezetű löszöket. Elterjedésük jelenlegi ismereteink szerint nem jelentős.

A típusos löszöket a Tolnai-dombság területén általában két vörösbarna fosszilis talaj tagolja. Természetesen ismeretes három, sőt öt fosszilis talaj-



zónával megosztott lösz is, de ez csak ritkábban fordul elő. Főleg a Szekszárdi-dombvidék ÉK-i részéről, a Hegyhát Ny-i peremvidékéről és a Dánal-völgyből ismerünk három talajzónás löszöket (15., 16. ábra).

Figyelemre méltó jelenség, hogy a Völgységben és helyenként a Hegyhát D-i részén az utolsó jégkorszaki löszöket tagoló vörösbarna talajokat általában egy felső világosbarna és egy alsó sötétbarna (kávébarna) *csernozjom típusú fosszilis talajzóna* helyettesíti (10., 11. ábra). Mivel elterjedésük regionális, jelenlétük a Völgység utolsó jégkorszaki fejlődésmenetének nagyon fontos vonását világítja meg.



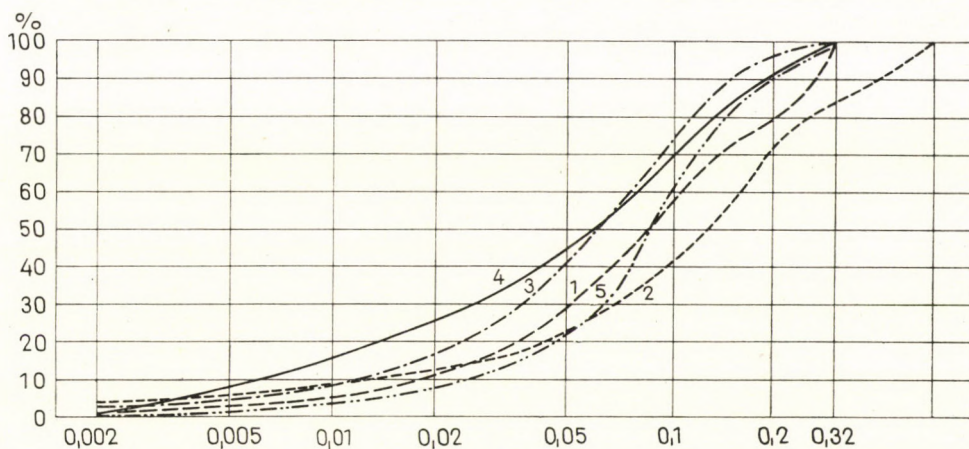
16. ábra. A döbröközi Öreg-hegy É-i peremének földtani szelvénye

1 = barnásszürke pannóniai homokkő, 2 = sötétszürke pannóniai agyag, 3 = alsópleisztocén vörösbarna agyag, 4 = átnyomott, tömör szerkezetű, idősebb lösz, 5 = homokos lösz, 6 = szoliflukációs begyűrt fosszilis talajzóna, 7 = lejtőtörmelék szoliflukációs lösz, 8 = vörösbarna fosszilis talajzóna, 9 = típusos fakósárga lösz, 10 = barna erdőtalaj

## b) Áttelepített deluviális löszök

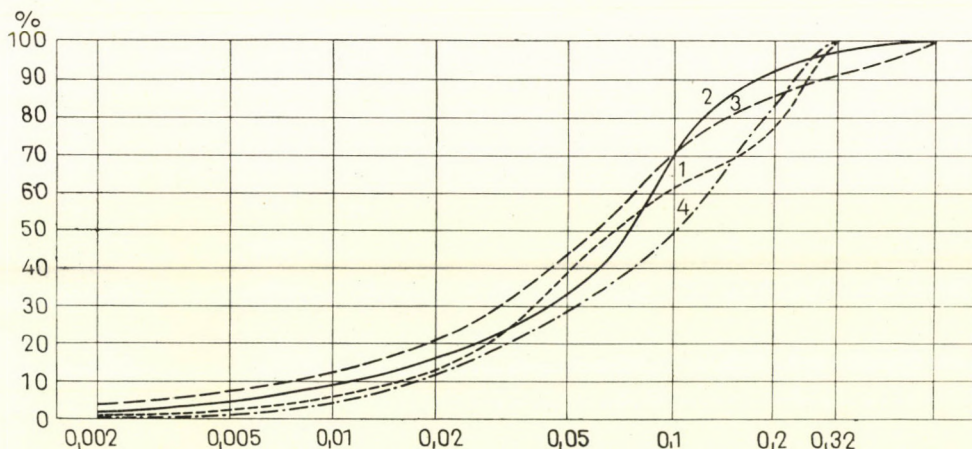
A rétegzetlen típusos löszön kívül a Tolnai-dombságon nagy területet borítanak az *áttelepített, lejtőtörmelékes, szennyezett löszök* is, melyek részben periglaciális szoliflukciós áttelepítéssel, részben pedig átmosás útján (felszíni leöblítés, árkos erózió) kerültek mai másodlagos helyükre.

A szoliflukciós löszök és az átmosott löszök elterjedési területe nagyjából egybeesik, hiszen mindkét áttelepített löszfajta elsősorban a meredekebb peremterületeken, a völgyoldalak lejtőin és a széles talpú völgyek alluviális felszínén halmozódott fel.



17. ábra. Heviaháti szoliflukciós löszök szemcseösszetételi görbéi

1 = Simontornya, Mózsé-völgy, 2 = Simontornya, löszszurdik, 3 = Keszőhidegkút, téglagyár,  
4 = Pincéhely, deráziós-völgy, 5 = Belecska, Kapos-perem



18. ábra. A Szekszárdi-dombság szoliflukciós löszeinek szemcseösszetételi görbéi

1 = Csatári-völgy jobboldali lejtője, 2 = Palánki-hegy É-i pereme, 3 = Bartina-völgy, 4 = Pux-völgy



Területünkön legnagyobb felszíni elterjedésű a *szoliflukciós lösz*. Fő elterjedési területe a Szekszárdi-dombvidék, valamint a Hegyhát Ny-i és É-i, Kapos-völgyre tekintő széles lejtője. A szoliflukciós lösz jellege nagyon változatos. Főbb típusait a későbbiek során részletesen jellemezni fogjuk, most ismervük közös vonásaként csak annyit említünk meg, hogy szoliflukciós jellegüket általában a lösz településhelyezete, a fekvő pannóniai és egyéb üledékekkel való keveredettsége, valamint a fosszilis talajok szétzaggatottsága és különböző alakzatú zsákos begyűrődése (2., 5. ábra) igazolja. Anyaga általában nem rétegzett. A lösz a többszöri áttelepítés hatására elvesztette *jellegetes lösz-szerkezetét*, és *cserépes-leveles szerkezetűvé* vált. Az átalakulást a szemcseösszetételi görbék is jól érzékeltetik (17., 18. ábra).

Fedetlenül főleg a Szekszárdi-dombvidék K-i és É-i töréslépcsős peremét borítja nagyobb összefüggő foltokban, de a dombvidék belső területét rögzőkre daraboló völgyek (Csatári-, Bartina-, Parásztza-, Tóth-völgy) északias kitettséggű lejtőin is nagyon elterjedt.

A Hegyhát Ny-i peremterületén főleg Pincehely, Keszőhidegkút és Döbrököz környékén elterjedtebb.

Említésre méltó, hogy területünkön a szoliflukciós lösz nemcsak felszíni elterjedésben fordul elő, hanem a szolifluidált vályogszalagok tanúsága szerint a szálban álló típusos löszöket is számos helyen *periglaciális szoliflukcióval áttelepített vékony löszrétegek* tagolják. Ezek felismerése csak nagyobb feltárásokban lehetséges.

A Tolnai-dombságon a *lejtőleöblítéssel, felületi atmoszással áttelepített deluviális löszök* is jelentékeny mennyiségben és területi kiterjedésben fordulnak elő. Felszíni elterjedésük mégis úgyszólván jelentéktelen, mert területünkön az átmosott löszök elsősorban a típusos löszkötegek között és azok alsó szintjeiben települnek a leggyakrabban. Fő elterjedési területük a Völgség és a Hegyhát D-i része (2., 3., 4., 5., 7., 10., 11. ábra).

Fedetlenül főleg a Hegyhát Ny-i töréslépcsős peremén és a Kapos árterének szegélyén, a Szekszárdi-dombvidék völgymedenceszerűen kitáguló völgyeinek lejtőin, valamint a Sárköz Ny-i szegélyén mutatkoznak nagyobb összefüggő foltokban.

Az *átmosott deluviális löszök jellege*, amint azt már TOBORFFY G. (1925) is megállapította, területünkön nagyon változó. A löszfeltárások mélyebb szintjeiben sok esetben a fekvőben előforduló átmosott löszök rendszerint jellegetes lösz-szerkezetüket és fakósárga színüket elvesztett, szürkés, ill. sárgásszürkés árnyalatú *átalakult löszök*. Löszfrakciójuk rendszerint 25% alatt marad, s nagyon jelentékeny a 0,2 mm Ø-jű részleg homoktartalmának a megnövekedése, s jellemző alacsony  $\text{CaCO}_3$  tartalma (6–9%).

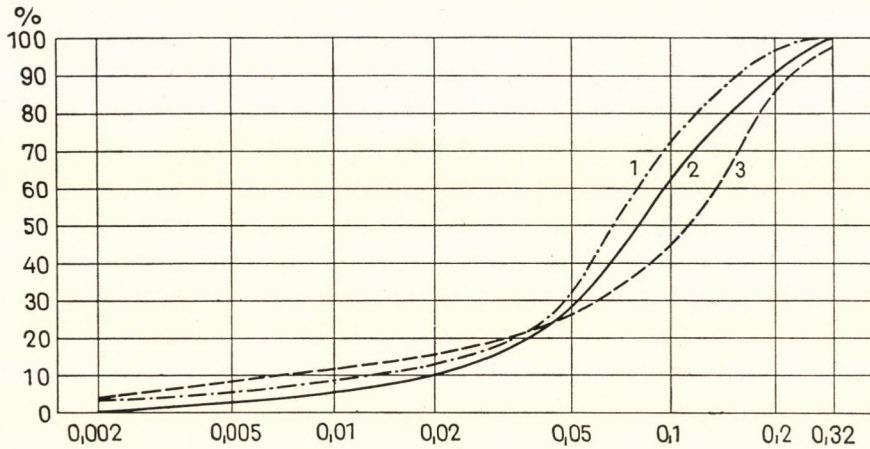
A lösz átmosott jellege a szemcseösszetételi görbék lefutásában is jól visszatükröződik (19. ábra). Ezek a szürkés árnyalatú, többnyire mélyebb szintekben fekvő laza szerkezetű átmosott löszök rendszerint a würmnél idősebbek, s karakterük feltárásonként változik. Ebbe a csoportba soroljuk a mélyebb szintek *agyagosabb jellegű, barnásszürke árnyalatú, utolsó jégkorszakinál idősebb löszzeit* is. Előfordulásuk főleg a Hegyhát É-i és a Szekszárdi-dombvidék ÉK-i, völgyekkel és szurdikokkal aprólékosan felszabdalt területeiről ismert.

Megint más a karaktere a típusos kifejlődésű vastagabb löszkötegeket tagoló, *talajcsikokkal sűrűn rétegzett átmosott löszöknek*. Ennél a típusnál a



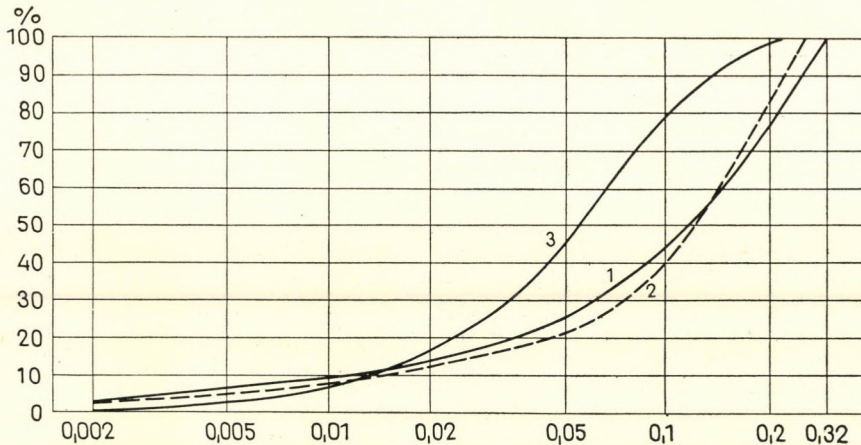
közbetelepült vékony talajcsíkokon kívül a löszköteg finom vízszintes rétegzettsége is nyilvánvalóvá teszi a löszanyag átmosott jellegét.

Ennek a lözsfajtának a jellegzetes lösz szerkezetes szintén hiányzik, s makroszkopikusan is megállapítható áttelepítettsége, ami a szemcseösszetételi görbék lefutásában is élesen kifejezésre jut (20. ábra). A szemcseösszetételi görbében általában a finomabb agyag- és iszapfrakciók viszonylagos növekedése, a löszfrakció alacsony százalékos részesedése (15–30 %) és a finomabb szemcseátmérőjű homokfrakciónak a durvább frakció felé való egyenletes eloszlása jellemzi a talajcsíkokkal rétegzett, átmosott löszöket.



19. ábra. Átmosott idősebb löszök szemcseösszetételi görbéi

1 = Parászta-völgy baloldali lejtője, 2 = Nagyszékely–Kisszékely közti löszmélyút, 3 = Parászta-völgy, Csont-szurdik



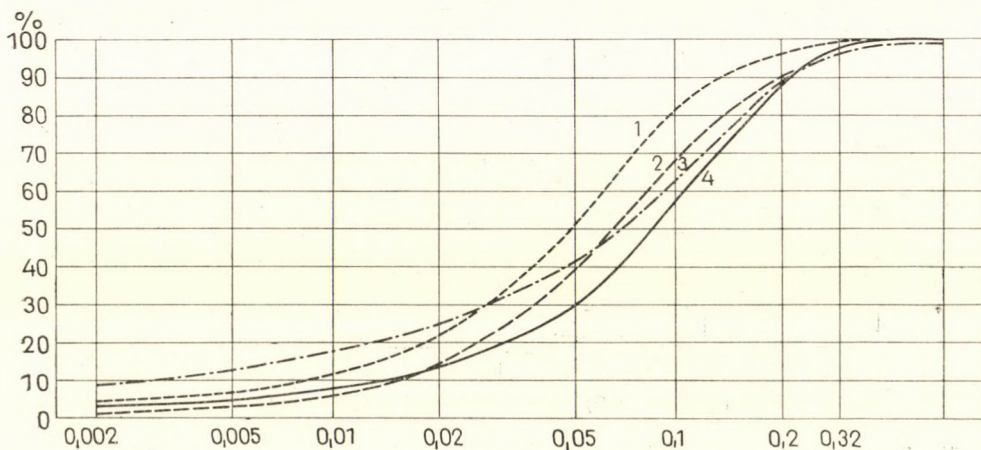
20. ábra. Talajcsíkokkal sűrűn rétegzett, átmosott löszök szemcseösszetételi görbéi

1 = Tolnanémedi (téglagyári feltárás alsó löszrétege), 2 = Hőgyész (téglagyári feltárás, két csernozjom típusú fosszilis talajzóna közti löszréteg), 3 = Tevel (téglagyári feltárás, két csernozjom típusú fosszilis talajzóna közti löszréteg)



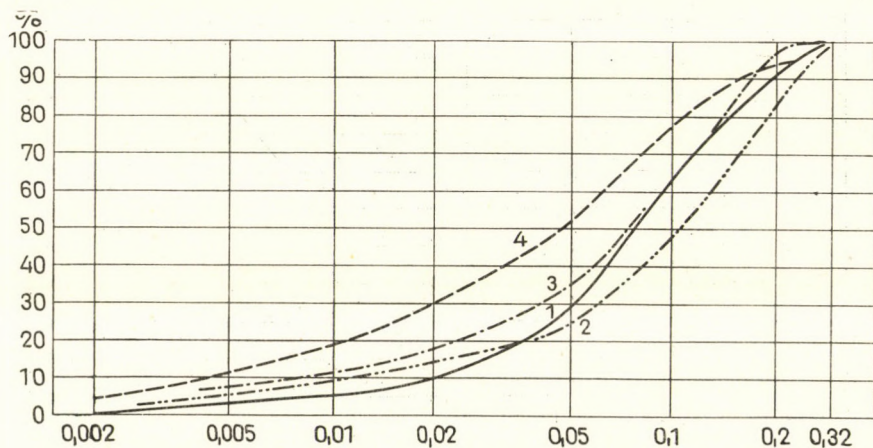
Ennek egy másik változata a *nem rétegzett, de bemosott talajszemcséket, talajgumókat tartalmazó lösz*, amelynek szemcseösszetételi görbéjében magasabb löszfrakciója (30%) ellenére is kifejezésre jut a lösz átmosott jellege. Legjellegzetesebb feltárásai Hőgyész, Gyöng, Pincehely, Tevel, Bonyhád, Tolnanémedi, Szászvár téglagyárainak agyaggödrei. Az átmosott talajcsíkokkal tagolt lösz helyenként (Hőgyész, Gyöng) pleisztocén derázios völgyet tölt ki.

Területünkön az átmosott löszöknek a legelterjedtebb fajtája a löszdobok, löszvonulatok lábánál, általában enyhe menedékes lejtőn felhalmozott finoman rétegzett lösz. A finom rétegzettség a lösznek frakcióira való bontásá-



21. ábra. Átmosott, finoman rétegzett löszök szemcseösszetételi görbéi

1 = Palánki téglagyár agyaggödreinek felső szintje, 2 = Palánki téglagyár agyaggödreinek alsó szintje, 3 = Simontornya–Tolnanémedi közti lejtő, 4 = Sárszentlőrinc



22. ábra. Rétegzetlen átmosott löszök szemcseösszetételi görbéi

1 = Pincehely, alsó töréslépcső, 2 = Pincehely, felső töréslépcső, 3 = Tevel, derázios völgy, 4 = Kőled, derázios völgy



ból, osztályozásából és a különböző szemcseátmérőjű frakcióknak váltakozva egymásra településéből következik. Vizsgálataink szerint ugyanis minden vékony rétegben a lösznek valamelyik szemcseátmérőjű részlege (frakciója) van túlsúlyban (70—80 %).

A finoman rétegzett lösz területünkön elsősorban a Szekszárdi-dombvidék K-i lábánál, a Duna óholocén teraszának felszínén (Sárköz Ny-i pereme), a Hegyhát, Völgség és a Szekszárdi-dombvidék nagyobb völgyeinek enyhe menedékes lejtőin, a szélesebb völgyvállakon, valamint a Kapos és a Sió—Kapos—Sárvíz völgyének alluviális szegélyén halmozódott fel a legnagyobb kiterjedésében és vastagságban (21. ábra). A lösz átmosása, áttelepítése napjainkban is folyamatban van, amit a Tolnai-dombság területén minden kiadósabb záporosó alkalmával megfigyelhetünk. Az átmosott rétegzett löszök vastagsága a Sárköz Ny-i szegélyén a fúrásadatok szerint helyenként a 10 m-t is meghaladja.

Az átmosott löszöknek egy másik fajtáját képviselik a teljesen rétegzettség nélküli, homogén összetételű, laza szerkezetű ún. szennyezett deluviális löszök. A Hegyhát Ny-i peremvidékén ez a laza szerkezetű átmosott löszfajta fordul elő a leggyakrabban. Különösen Simontornya, Tolnanémedi és Pincehely környékén jellegzetes. A 22. ábrán közölt szemcseösszetételi görbék jól kifejezik a lösz átmosott jellegét.

Az elmondottakból kitűnik, hogy a Tolnai-dombság területén típusos és homokos kifejlődésű löszök, szoliflukciós löszök és különböző karakterű átmosott deluviális löszök jellegzetesek.

Az áttelepített löszök mindenütt a dombság kiterjedtebb lejtőin települnek, s habár előfordulásuk nem jelentéktelen, helyszíni felvételeink és szerkezeti vizsgálataink szerint még a dombság peremi lejtőin sem jutnak mindenütt túlsúlyba.

Ahol előfordulásuk gyakori, ott üledékközzettani szempontból nagyon tarka a lejtő képe. Erre a legtipikusabb terület a Hegyhát Ny-i és a Szekszárdi-dombvidék K-i, szoliflukcióval, lejtőleomosással és suvadásokkal átalakított töréslépcsős pereme. Ezen a két nagy kiterjedésű peremi lejtőn horizontális kiterjedésben típusos löszök, homokos löszök, szoliflukciós löszök és különböző jellegű átmosott deluviális löszök kisebb-nagyobb foltjai váltakoznak egymással.

## 7. Ártéri képződmények

A Tolnai-dombság területén a legfiatalabbak az alluviális síkságok ártéri képződményei (iszap, homok, agyag, iszapos homok, homokos agyag, agyagos homok, kotuföld, tőzeg, átmosott iszapos, homokos, agyagos jellegű löszös üledékek) és a folyóvízi homokkal fedett területek felszínén kialakult vékony lepelhomokok.

A legnagyobb kiterjedésben és vastagságban a széles talpú völgyfenekeken felhalmozódott, átmosott iszapos, homokos, agyagos jellegű proluviális löszös üledékek fordulnak elő. Az ártéri proluviális löszös üledékek jellege igen változatos. Karakterüket elsősorban az átmosott löszök frakció összetétele, idegen anyaggal való keveredettsége (pannóniai homok, agyag, kőzet-törmelék), valamint a talajvíz állása és mozgása határozza meg.

A nagyobb völgyekben (Kapos-völgy, Völgségi-patak völgye, Lajvér-völgy, Danal-völgy, Mislai-völgy, Alsóhidas-patak völgye) a felszín alatti



proluviális eredetű rétegek a talajvíz hatására elmesztelenedett tömör szerkezetű, szürkés árnyalatú löszös üledékekké alakultak át. Vastagságuk átlagosan 2–10 m, de a Hegyhát egyes völgyeiben (Miszlai-, Danal-, Kapos-völgy) a fúrásadatok szerint helyenként a 15–20 m-es vastagságot is eléri. Nagy vastagságuk ellenére a proluviális löszös üledékek zöme a posztglaciálisban mosódott le. Lerakódásuk jelenleg is nagymértékben folyik. Gyakorlati szempontból helyenként mint nagy vízkapacitású víztároló üledékeknek van jelentőségük.

Kotuföld és tőzeg a Kapos völgyében fordul elő kisebb foltokban (Belecska, Pincehely, Döbrököz, Szárazd), de jelentőségük nem nagy.

A lepelhomokok elterjedése a Hegyhát Ny-i (Pincehely, Keszőhidegkút, Dízs, Csibrák) és K-i peremvidékén (Simontornya, Rácegrespuszta, Sárszentlőrinc) jellegzetes. Vastagságuk azonban alig haladja meg az 1–2 dm-t.

### *B) A Tolnai-dombság szerkezete*

A Tolnai-dombság domborzatának kialakításában valamennyi felszínformáló tényező közül a *szerkezeti mozgásoknak* volt a legnagyobb szerepük. A kéregmozgások nagyarányú felszínformáló szerepe a dombsági táj szerkezeti-morfológiai képeben még ma is élesen kirajzolódik, de az élénk reliefű táj harmad- és negyedidőszaki képződményeiben mért *rétegdőlések* (1. kép)

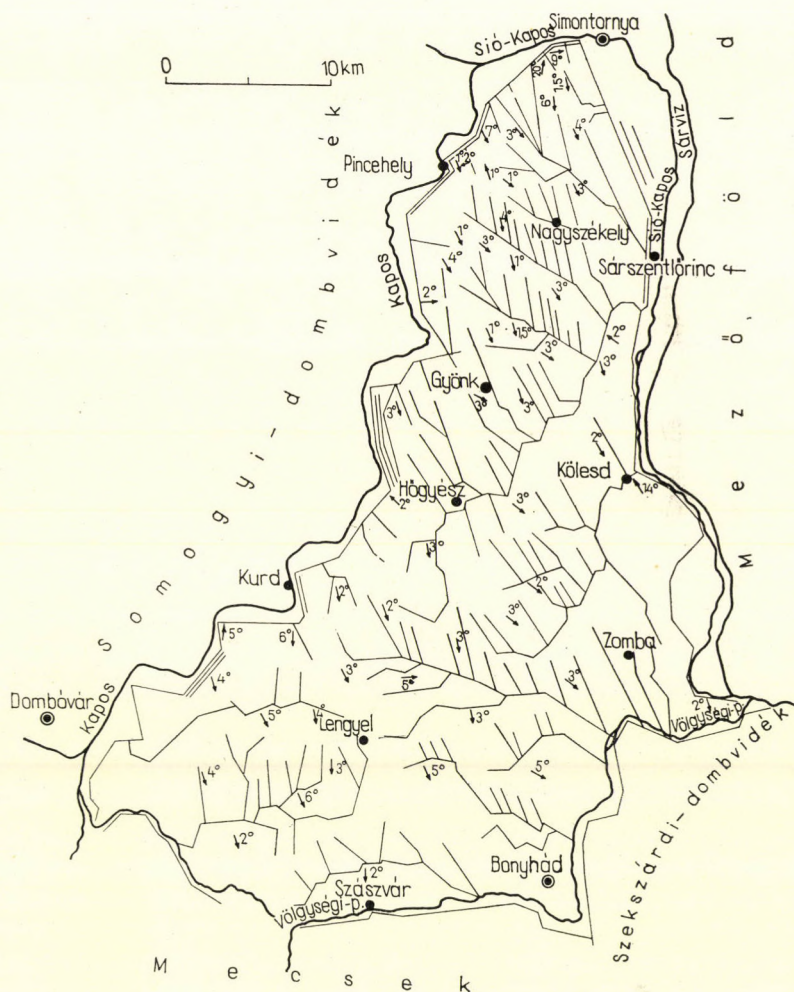


1. kép. 32°-os rétegdőlés pannóniai homokkőben a Szekszárdi-dombvidék K-i töréslépcsős peremén, a Csatári-völgy nyílásánál



és *vetődések* is lépten-nyomon a szerkezeti mozgások nyomairól tájékoztatnak.

A szerkezeti mozgások figyelembevétele nélkül nem tudnánk megmagyarázni a dombság jelenlegi abszolút magasságát (250, 300 m a tszf.), környezetétől való éles elhatárolódását (150–160 m viszonylagos magasságba emelkedik ki a Sárköz és a Kapos alluviális síkságából) és nagymértékű belső tagoltságát sem. Hasonlóképpen nem tudnánk feleletet adni a dombsági táj egyik legfontosabb felépítő kőzetének, a pannóniai üledéknek jelenlegi 220, 250, 270 m tszf-i magasságban való elhelyezkedésére, s nem tudnánk helyesen értelmezni a Völgyesség területének 150–180 m vastag folyóvízi üledékekkel való feltöltődését sem.



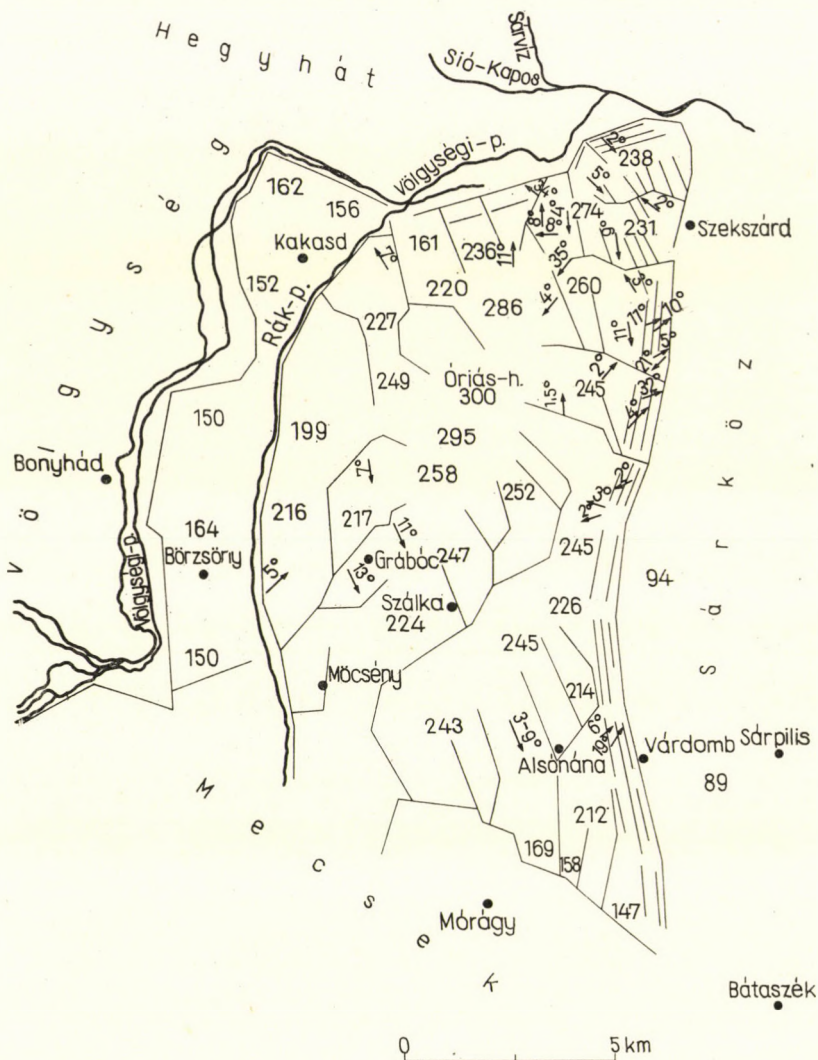
23. ábra. A Hegyhát–Völgyesség főbb szerkezeti vonalai és jelentősebb rétegdőlései



## 1. A domborzat szerkezeti viszonyai

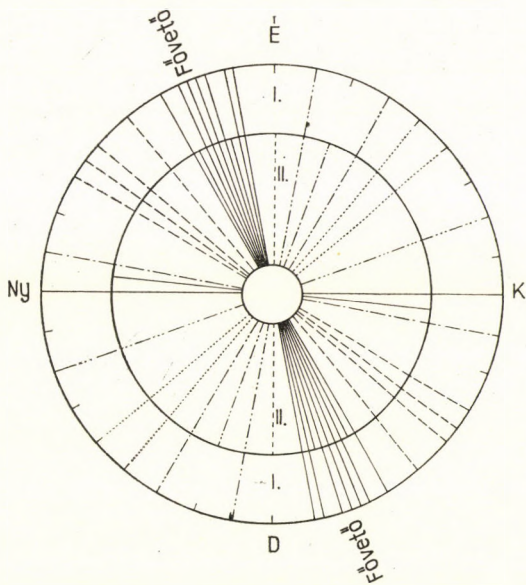
Az említett néhány kérdés alapján is világosan kitűnik, hogy a szerkezeti mozgásoknak milyen fontos szerepük volt tájunk felszíni domborzatának kialakításában, formálásában. *Megállapíthatjuk, hogy országunknak nincsen még egy olyan dombsági tája, amely annyira aprólékosan fel lenne darabolva, mint a Tolnai-dombság.*

Aprólékos feldaraboltságát visszatükröző szerkezeti-morfológiai képe a dombsági táj főbb szerkezeti vonalait feltüntető 23. és 24. ábrán is nagyszerűen kifejezésre jut, de főbb vonásaiban még az 1 : 25 000-es méretarányú szintvonalas térképlapok völgyhálózata alapján is élesen kirajzolódik.



24. ábra. A Szekszárdi-dombvidék főbb szerkezeti vonalai és rétegdőlései

Míg a szomszédos Mezőföldön kifejezetten az ÉNy—DK-i irányú vetődéseknek van nagyobb jelentőségük, addig a Tolnai-dombság szerkezeti-morfológiai képeinek a kialakításában az ÉNy—DK-i irányú szerkezeti vonalak mellett az ÉÉNy—DDK-i, ÉÉK—DDNy-i, K—Ny-i, É—D-i, ÉK—DNy-i és a NyÉNy—KDK-i irányú vetődések is fontosak (25., 26. ábra).



25. ábra. A Hegyhát—Völgyesség vetődésirányai  
I = lész, II = pannóniai homok, homokkő, agyag

A Tolnai-dombság *legidősebb szerkezeti vonalait* az újpleisztocénban újjáéledt ÉÉNy—DDK-i irányú vetődések mentén kialakult völgyek jelzik. Ezek a fő szerkezeti vonalak a dombsági táj kiemelkedése s a három kistájra való elkülönülése előtt az *ópleisztocén és középpleisztocén vízfolyások* kijelölésében játszottak fontos szerepet. Azóta ezek a völgyek elsorvadtak, s a *jelenkori völgyhálózat kialakításában a Hegyhátban és a Völgyességben újpleisztocén, a Szekszárdi-dombvidéken pedig középpleisztocén szerkezeti mozgások* játszottak szerepet.

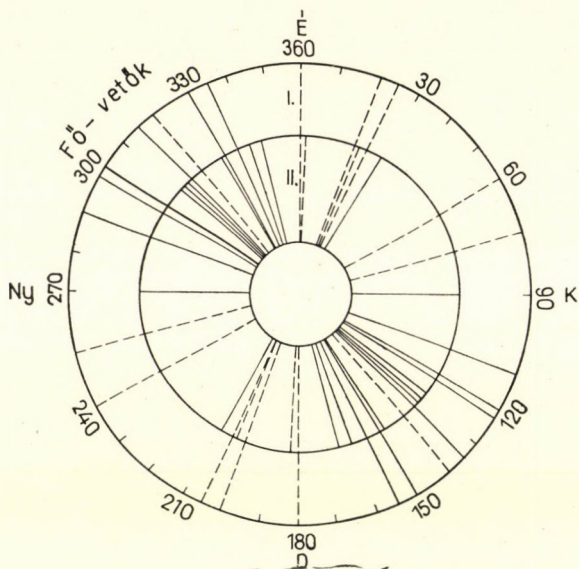
A Tolnai-dombság három kistájának alapvető szerkezeti vonásai lényegesen különböznek egymástól. Ebben rejlik a három kistáj egymáshoz viszonyított legnagyobb felszínalaktani különbsége, ami természetesen a domborzat szerkezeti-morfológiai képeben tükröződik vissza a legélesebben.

A három kistáj közül a legsajátosabb szerkezeti vonások a *Hegyhátat* jellemzik. Bár a Hegyhátban az ÉÉNy—DDK-i irányú szerkezeti vonalak uralkodnak (23., 25. ábra), sajátos szerkezetének kialakításában és a jelenkori fő vízfolyások kijelölésében az ÉNy—DK-i, a NyÉNy—KDK-i és az ÉK—DNy-i irányú *vetősíkoknak* mégis nagyobb jelentőségük van.

A Hegyhát szerkezeti-morfológiai jellegét Észak-Hegyhát belsejének *szabályos táblarögökre* való feldarabolódása (54. ábra), Dél-Hegyhát területe-



tének szabálytalan alakú rögökre, táblákra, keskeny hegyhátakra és gerincekre való aprólékos tagoltsága és a peremterületek lépcsős levetődése (2. kép) határozza meg.



26. ábra. A Szekszárdi-dombság vetődésirányai

I = lösz, II = pannóniai homok, homokkő, agyag, ————— = a belső területek vetői, - - - - - = a peremi területek vetői



2. kép. Hármastöréslépcsős perem a Kapos-völgy partján Csernyéd-pusztán—Hőgyész között

A képen a középső lépcsőtest platója és a felső lépcsőtest homlokpereme látható



A Hegyhát szerkezeti viszonyaival kapcsolatban most még csak annyit kívánunk megemlíteni, hogy a középpleisztocén folyóvízi homok lerakódása idején a Hegyhát még a Mezőföldnél is alacsonyabb terület volt, kiemelkedése csak közvetlenül az újpleisztocén előtt kezdődhetett meg, s feldarabolódása már az újpleisztocén folyamán történt. Megemlítjük, hogy a táblás feldarabolódás a Kapos-völgyön túl is folytatódik, s változó törésrendszerek mellett hasonló szerkezeti-morfológiai viszonyok jellemzik Külső-Somogy ÉK-i részét is (SZILÁRD J. 1967).

A Völgység szerkezeti-morfológiai jellege a Hegyháttól eltérően területe DK-i részének aktív pleisztocén süllyedésében, a peremterületek (különösen ÉNy-i és Ny-i részein) erős kiemelkedésében és táblás feldarabolódásában jut kifejezésre. Bár a Völgységben is az ÉÉNy—DDK-i irányú szerkezeti vonalak uralkodnak, peremterületének táblás feldarabolásában és jelenkori völgyhálózatának kialakításában a keresztirányú vetők KÉK—NyDNy-i és NyÉNy—KDK-i irányú rácsos elrendeződésének van döntő szerepe (23. ábra).

A Szekszárdi-dombvidéknek legfőbb szerkezeti vonása abban különbözik a Hegyhát és Völgység szerkezeti jellegétől, hogy magasra kiemelkedett belső területe (250—300 m a tszf.) a legkülönbözőbb irányú szerkezeti vonalak mentén nagyon szabálytalan alakú kisebb-nagyobb rögökre töredezett, K-i, ÉK-i és Ny-i peremterülete pedig párhuzamos vetősíkok mentén lépcsősen lesüllyedt.

A dombvidék rögökre való darabolásában és völgyhálózatának kialakításában részben az ÉNy—DK-i, részben pedig a K—Ny-i, ÉK—DNy-i és az É—D-i, hosszanti irányban elrendeződött, egymást keresztező, különböző irányú középpleisztocén vetődéseknek volt a legfontosabb szerepük (24. ábra).

Alapvető szerkezeti-morfológiai formáit tehát a belső területek féloldalasan kiemelt szabálytalan alakú rögöi, a rögök közti vetősíkokban kialakult zezzugos futású eróziós völgyek, völgymedencék és a peremterületek szerkezeti lépcsői jellemzik. A vázolt szerkezeti képet a feldarabolt rögök pannóniai fekvésében mért különböző irányú rétegdőlések (24. ábra, 1. kép) és vetődések (26. ábra) jól igazolják.

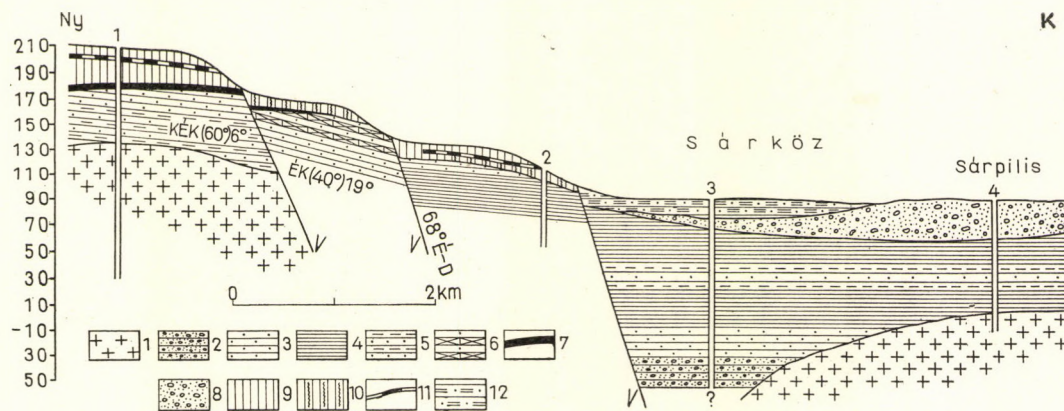
A Tolnai-dombság három kistájának említett eltérő szerkezeti tulajdonságai mellett természetesen közös és azonos szerkezeti jellemvonásaik is vannak. Az azonos szerkezeti vonások közül a legsajátosabbak a táblarögökre és rögökre darabolt pannóniai fekvésű az egész Tolnai-dombság területén D—DK-i irányú kibillenése, a peremterületek lépcsős levetődése, a völgyhálózat szerkezeti irányítottsága és a domborzat nagyformáit kialakító szerkezeti mozgások közel egyidejűsége és nagyméretű intenzitása.

## 2. A felszín szerkezeti viszonyai és a mélyszerkezet közötti összefüggés

A dombsági középtáj három kistájának leglényegesebb közös szerkezeti vonása a felszín szerkezeti viszonyainak a mélyszerkezettel való szoros kapcsolata, amely az egész Tolnai-dombság szerkezeti-morfológiai jellegére rányomja bélyegét.

A rendelkezésünkre álló mélyfúrásadatokból, a geofizikai vizsgálateredményekből és a földrengések szeizmotektonikai adataiból arra következtethetünk, hogy a Tolnai-dombság felszíni domborzatában bizonyos deformálódásokkal az alaphegység tektonikai szerkezete elevenedik meg.





27. ábra. A Szekszárdi-dombvidék K-i peremének levetődése Alsónána—Sárpilis között (a mélyszerkezet a felszíni domborzat tükörképe)

1 = alsókarbon szürke gránit, 2 = gránittörmelékess felsőpannóniai homok, 3 = felsőpannóniai homok, 4 = felsőpannóniai agyag, 5 = felsőpannóniai agyagos homok, homokos agyag, 6 = pannóniai homokkő, 7 = alsópleisztocén fosszilis vörösgyag, 8 = folyóvízi homokos kavics, 9 = típusos lösz, 10 = szoliflukciós lösz, 11 = vörösbarna fosszilis talajzóna, 12 = átmosott lejtőtörmelékess löszös, agyagos üledék, V = vető, vetőzóna

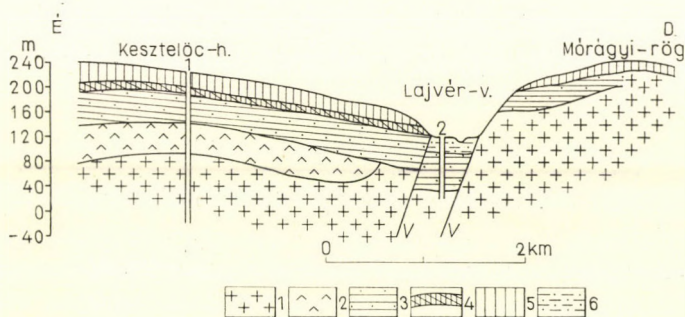
Az eddigi adatok szerint ez elsősorban a Szekszárdi-dombvidék és a Völgyesség esetében tanulmányozható behatóan, ahol az utóbbi időben a mélyfúrások számos helyen alsókarbon gránitot, ópaleozóos metamorf kristályos palát, valamint felső-permi vörös homokkővet és konglomerátumot harántoltak.

a) A szekszárdi, bátaszéki, sárpilisi, alsónánai, kismórágypusztai fúrások alapján vált bizonyossá, hogy a Szekszárdi-dombvidék szabálytalan alakú rögökre darabolt felszíne alatt nem nagy mélységben, a Mórággyi-rög folytatásaként nagyjából D—É-i csapásirányban erősen összetöredezett és különböző mélységbe süllyedt gránitvonulat húzódik, melyet helyenként felsőpermi vörös homokkő és ópaleozóos amfibolit-palaköpeny vagy neogén rétegek borítanak.

A mélyfúrások szerint a gránit a dombvidék legmagasabbra kiemelt központi részén (Óriás-hegy 300 m) van legközelebb a felszínhez (270 m). Innen a dombvidék peremei felé haladva rögökre és rögsorokra töredezve különböző mélységekben helyezkedik el. Így pl. Alsónána (210 m a tszf.) — Sárpilis (90 m) vonalában a gránit 120 m ugrómagasságú levetődése teljesen egybevág a Szekszárdi-dombvidék K-i peremének lépcsős letörésével (27. ábra). Hasonlóképpen a gránitban kialakult szerkezeti árok tükörképe elevenedik meg a harmad-negyedidőszaki üledékekbe vágódott Lajvér-patak völgyében is, ahol a gránitnak több mint 150 m ugrómagasságú levetődése az alaphegység árkos-sasbérce feldarabolódására utal. A 28. ábrán kifejezésre jut, hogy a régi árokban feléledt szerkezeti mozgások jelezték előre a Lajvér-völgy kialakulását, amely a Szekszárdi-dombvidéket választja el a Mórággyi-rögtől.

b) A fúrásadatok tanúsága szerint a Völgyesség Ny-i és ÉNy-i peremterületének rögös feldarabolódása és K-i medenceszárnnyának lesüllyedése is a kristályos alaphegység mélyszerkezetéhez igazodik.

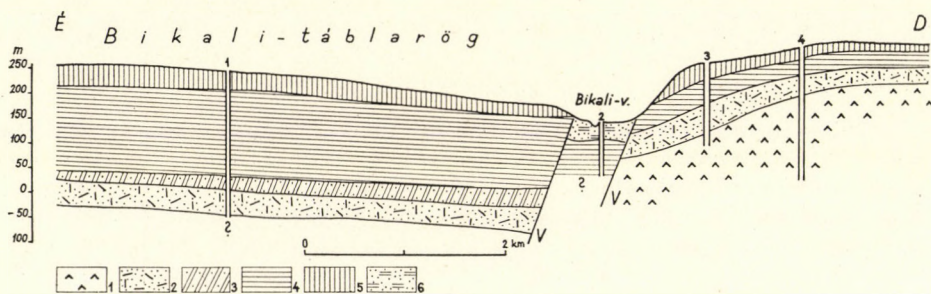
Ezt az alsómocsoládi (1., 4., 5. sz.), a szalatnaki (3. sz.), valamint a bikali (1. sz.) fúrások igazolják. A nagy aszimmetriájú Bikali-völgy meredek bal partján (felpattant táblarögperem) telepített alsómocsoládi (1., 4., 5. sz.) és szalatnaki (3. sz.), valamint a Bikali-völgy enyhe, menedékes jobboldali lejtőjén (kibillent táblarög) lemélyesztett bikali (1. sz.) fúrások a felsőpermi vörös homokkőben 193 m ugrómagasságú vetődésről tanúskodnak, ami világosan jelzi, hogy a harmad-negyedidőszaki térszínen kialakult Bikali-völgy az alaphegység nagymélységű szerkezeti árkanak a felszíni vetületében



28. ábra. A Lajvér-völgy keresztmetszeti szelvénye a Szekszárdi-dombvidék és a Mórággyi-rög között

1 = alsókarbon gránit, 2 = ópaleozóos amfibolit pala bosztonit telérrel, 3 = felsőpannóniai agyagos homok, 4 = alsópleisztocén vörösgyag, 5 = típusos lösz, 6 = átmosott gránitmúrvás löszös üledék, V = vető, vetőzóna





29. ábra. A mélyszerkezet és a Bikali-táblarög kialakulása közti szoros összefüggés  
 1 = ópaleozoós kristályos pala, 2 = felsőpermi homokkő, 3 = alsótriász szürke homokkő és dolomitmárga, 4 = felsőpannóniai üledékek (agyag, homok, homokkő, homokos agyag), 5 = újpleisztocén lösz, 6 = iszapos, homokos, agyagos, átmosott löszös üledék, V = vető, vetőzóna

foglal helyet (29. ábra). Természetesen az idős szerkezeti árok futás rányát másoló Bikali-völgy kialakulásával van szoros összefüggésben a *lösszel fedett pannóniai táblarög kibillenése is, ami szintén az alaphegység tektonikai szerkezetét másolja, annak felszíni tükröképe.*

A Völgyesség Ny—K-i tengelyében a szalatnaki (3. sz.) és a győrei (1. sz.) fúrásokban is a gránit alaphegység kristályos pala köpenyének nagymértékű tagozottsága mutatkozik meg. A kristályos pala 9 km távolságon belül 590 m-es szintkülönbségben fordul elő, ami többszörös elvetődésre utal. Györétől K-re a kristályos alaphegység jóval 1000 m alá süllyed, a felsőpannóniai üledékek is jelentékenyen kivastagodnak, s a *Völgyesség K-i szárnya medence jellegének* (Bonyhádi-medence) a mélyszerkezettel való szoros összefüggésére utalnak (30. ábra).

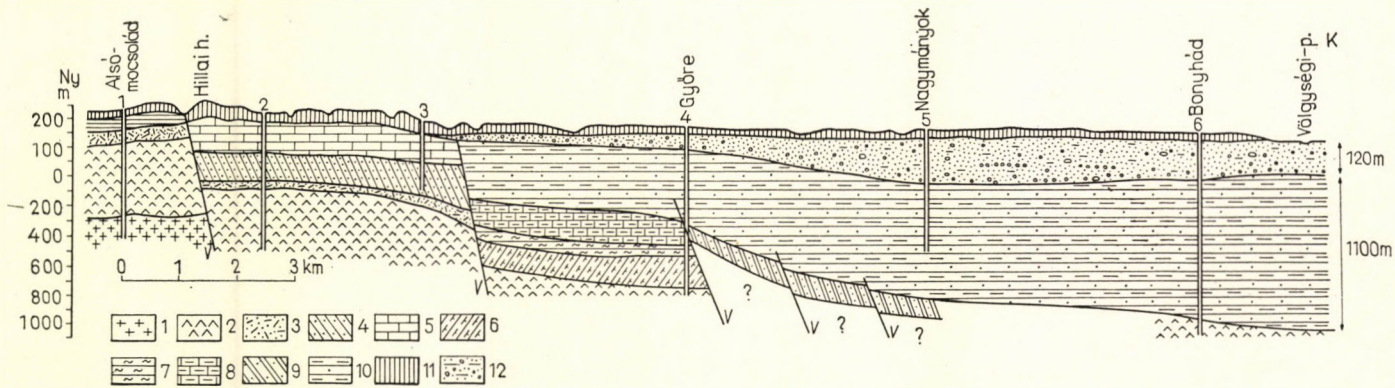
c) Sajnos, a völgyégihez hasonló fúrásadatok — amelyekkel a felszíni domborzatnak a mélyszerkezettel való kapcsolatát meg tudnánk világítani — a Hegyhátra vonatkozóan nem állnak rendelkezésünkre. Ebben a vonatkozásban csak a geofizikai vizsgálateredményekre vagyunk utalva.

Így pl. VAJK R. (1943) a Tolnai-dombság területén végzett geofizikai mérései alapján a Hegyhát Ny-i, magasra kiemelt Kapos-völgyi peremén Simontornya, Tolnanémedi, Pincehely, valamint Kurd és Döbrököz környékén olyan „szerkezeteket” határol körül, amelyekben a magas gravitációs értékek irány- és nagyságváltozásaiból az alaphegység csekély mélységére (100–200 m) következtet. A mágneses mérések szerint a kurd—döbröközi szerkezetben vulkáni tömegek is részt vesznek. Hasonló szerkezetet mutat még ki Mágocs és Murga határátan is, ahol a két felszínközeli szerkezet között jelzi a Variszkuszi-hegységrendszer lesüllyedt maradványait, a Völgyégi-medence ÉNy—DK-i csapásirányú kristályos alapzatának mélyszerkezetét is.

VAJKhoz hasonlóan FACSINAI L. (1942) a Hegyhát É-i részén, Pincehely és Pálfa között 30 mgal-os izogramma maximummal jelzi a kristályos alaphegység felszínközeli jelenlétét. SCHEFFER V.—KÁNTÁS K. (1949) viszont a pincehelyi és németkéri gravitációs maximumok alapján a mezozoós alaphegység felszínközeli előfordulására következtet.

A közölt geofizikai vizsgálateredményekkel teljes egyezést mutatnak KÖRÖSSY L. (1963) részletes medenceszerkezeti térképének a Tolnai-dombság területére vonatkozó adatai is. KÖRÖSSY a völgyégi és a pincehelyi lokális szerkezeteket „mély rög”, ill. „magas rög” néven jelöli és az ötödrendű szerkezetegységekhez sorolja.





30. ábra. A Völgyesség Ny—K-i irányú földtani szelvénye Alsó-mocsolád és Bonyhád között

1 = alsókarbon gránit, 2 = ópaleozóos kristályos pala, 3 = felsőpermi vörös homokkő, konglomerátum, 4 = alsószeizi keresztarétegzett homok, 5 = anizuszi dolomit, lemezes mészkő, 6 = triász (raethi) agyagpala, 7 = alsóliász széntelepes csoport, 8 = alsóliász homokkő, 9 = alsóliász fedőmarga, 10 = felsőpannóniai üledékek (agyag, homok, homokkő, agyagos homok, homokos agyag), 11 = újpleisztocén lösz, 12 = középleisztocén folyóvíz kavicsos homok, V = vető, vetőzóna



A jól kiértékelhető mélyfúrások, geofizikai mérések és a helyszíni geomorfológiai megfigyelések egybevágó eredményei alapján megállapítható, hogy az *alaphegység rögeinek, rögсорainak felszínközeli elhelyezkedése csapásirányában alakultak ki a jelenkori domborzat magas tektonikus peremei* (Hegyhát Ny-i, Kapos-völgyi pereme, Bikali-völgy baloldali rögpereme, Szekszárdi-dombvidék K-i töréslépcsős pereme), *míg a táblás kibillenések, süllyedékek, árkok és medencék a mélyebb szintekben elhelyezkedő alaphegységi tagok felszíni vetületében helyezkednek el* (Völgységi-medence, Bikali-völgy jobboldali lejtője, Sárköz). *Ez azt jelenti, hogy a harmad-negyvedidőszaki üledékekkel borított Tolnai-dombság szerkezeti-morfológiája s egyben felszíni domborzata nagyon szoros összefüggésben van az alaphegység szerkezetével.*

d) A Tolnai-dombság völgyhálózatának szerkezeti irányítottságára és a fővölgyeknek a mélyszerkezettel való szoros összefüggésére utalnak a RÉTHLY A. (1952) által kiértékelt földrendések szeizmotektonikai adatai is.

A nyilvántartásba vett földrendési adatok a Tolnai-dombság jelentékeny szeizmicitására utalnak. A feljegyzések szerint az utóbbi 150 évben elég gyakori és jelentékeny volt a földrendés a Tolnai-dombság területén. Főleg az 1892. VI. 22-i földrendés szolgáltatott értékes adatokat, amelynek az *epicentruma* Pincehely és környéke volt. Az egész rengési terület 2700 km<sup>2</sup>-t ölelt fel, amely a Tolnai-dombság területén É—D-i irányban Simontornyától Szekszárdig terjedt. A földrendés a legerősebb Pincehely vidékén volt, ahol a 8° rengéserősségű terület 80 km<sup>2</sup>-t ölelt fel, míg a 6° rengéserősség 660 km<sup>2</sup>-nyi területre terjedt ki.

A 31. ábrán közöljük a földrendéssel kapcsolatban megállapított főbb szeizmotektonikai vonalakat. A legfontosabb a Pincehely—Szekszárd és a Sárbogárd—Alap irányát követő ÉNy—DK-i irányú szeizmotektonikai vonal, amely mindenütt völgyben halad. A Pincehely—Szekszárd szeizmotektonikai vonal Pincehelynél egybevág a Hegyhát Ny-i töréslépcsős peremével. Innen a Mislai-völgy, Udvari-völgy és Felsőhidas-patak mellékvölgyeit felfűzve húzódik Szekszárdnak. A Sárbogárd—Alap szeizmotektonikai vonal teljes hosszában a Sárvíz völgyét követi a Hegyhát K-i törésspereme mentén. A harmadik fő szeizmotektonikai vonal Alap—Tamási vonalában haladt, és a Hegyhát Simontornya—Tolnanémedi közti ÉK—DNy-i irányú töréslépcsős peremét metszette, míg a negyedik Szárazd vonalában a Kapos-völgy ÉK—DNy-i merev kiszögellését érintette.

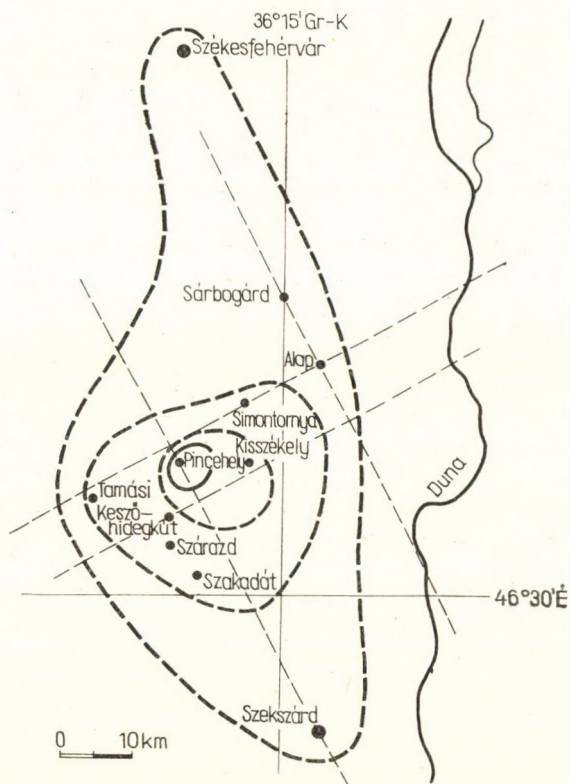
A fő szeizmotektonikai vonalakon kívül RÉTHLY A. adatai alapján még egy sereg mellék szeizmotektonikai vonal is kijelölhető. Így pl. a Belecska—Keszőhidekút (6°—7° rengéserősség) vonalát követő mellék szeizmotektonikai vonal a Hegyhát EÉNy—DDK-i irányú Kapos-völgyi peremével halad párhuzamosan, a kisszékelyi (8° rengéserősség) ÉNy—DK-i irányú szeizmotektonikai mellékvonal pedig egybeesik a Kisszékelyi-völgy irányával. Ezenkívül még kisebb rengéserősségű (5°—4°) terjedési hullám jelölhető ki a Gyönki-völgyben, az Udvari-völgyben és a Danal-völgyben.

A területünket ért kisebb földrendések felsorolásától eltekintünk, s még csak mint jellemző adatot említjük meg, hogy a zágrábi földrendések hatása a legtöbb esetben érezhető volt a Tolnai-dombság területén, elsősorban annak D-i, DK-i térségében. Főleg Szekszárd, Dombóvár és Bonyhád vidékére terjedt ki. Jellemző, hogy Bonyhádon mindig a *Völgységi-patak árkos süllyedését meghatározó D—É-i irányú tektonikai vonalat* követte.

Figyelembe véve, hogy a területünkön megnyilvánuló földrendések a kéregszerkezettel voltak kapcsolatosak, s a pincehelyi földrendés epicentruma fő tektonikus vonalon helyezkedett el (a Hegyhát Ny-i Kapos-völgyi pereme) és a megállapított szeizmotektonikai fő- és mellékvonalak minden esetben a Tolnai-dombság völgyhálózatát követték, a *regisztrált földrendések*



kétségtelenül dombsági tájunk völgyhálózatának tektonikus eredetét és annak a mélyszerkezettel való szoros összefüggését igazolják.



31. ábra. Az 1892. június 22-i pincehelyi földrengési rengés területe és főbb szeizmotektonikai vonalai (RÉTHLY A. ábrája)

### C) A Tolnai-dombság fejlődéstörténete

A Tolnai-dombság ősföldrajzi fejlődéstörténete a rendelkezésünkre álló földtani, szerkezettani, geofizikai és morfológiai adatok alapján részletesebben csak a *pliocén*től követhető nyomon. Területünk pliocén előtti földtörténeti eseményei, folyamatai csak hézagosan ismertek, s az adatok is jobbra csak a középtáj egy-egy részére vonatkoznak. Mivel azonban a dombsági táj *jelenlegi felszíni domborzatának a kialakításában a pliocén üledékes takaró alatt mélyre süllyedt alaphegységi tagoknak is jelentős szerepük volt, szükségesnek bizonyul tájunk pliocén előtti felszínfejlődésének felvázolása is.*

Természetesen megfelelő adatok hiányában a terület pliocén előtti ősföldrajzának fejlődésmenetéről összefüggő képet ma még nem lehet adni, csak arról lehet szó, hogy megpróbáljuk a dombság ősföldrajzi fejlődésmenetének egyes szakaszait megvilágítani.



A mondottakból kitűnik, hogy a további részletes megismerésig tájunk területének pliocén előtti ősföldrajzi fejlődéstörténetéből csak egy-egy földtani eseményt vagy rövidebb összefüggő eseménysorozatot jelölhetünk meg.

### 1. A terület pliocén előtti felszínfejlődése

A Tolnai-dombság pliocén előtti ősföldrajzi fejlődéstörténete a mélyfúrások szerint területegységeként nagyon változatos volt. Egységes fejlődés-menetről alig lehet szó, hiszen a pliocén előtti földtörténeti események viszonylag kis területen belül is nagyon különböző méretű kéregszerkezeti mozgásokkal és változatos üledékképződési viszonyokkal voltak kapcsolatosak.

A dombsági táj ősföldrajzi fejlődéstörténetét megvilágító, legjobban kiértékelhető adatok területünk D-i és DK-i részére, a Völgyésre és a Szekszárdi-dombvidékre vonatkozóan állnak rendelkezésünkre. Tájunk e térségében és közvetlen szomszédságában lemélyített mélyfúrások és feltárások alapján megállapítható, hogy a pliocén-pleisztocén üledékekből felépült dombság alapját helyenként *mezozoos alaphegységi tagok*, helyenként pedig *a kristályos alaphegység gránit tagozata* vagy közvetlenül a gránitra települt *felsőpermi üledékek* alkotják. A dombság közvetlen szomszédságában a nagy ugrómagasságú peremi vetődések mentén (Szekszárdi-dombvidék K-i pereme, a Hegyhát Ny-i, Kapos-völgyi pereme) viszont a pannóniai üledékek már a paleozoos kristályos alaphegységet elfedő *miocén fedőhegységi tagokra* települnek.

a) A legmegbízhatóbban a Szekszárdi-dombvidék pliocén előtti fejlődéstörténete követhető nyomon.

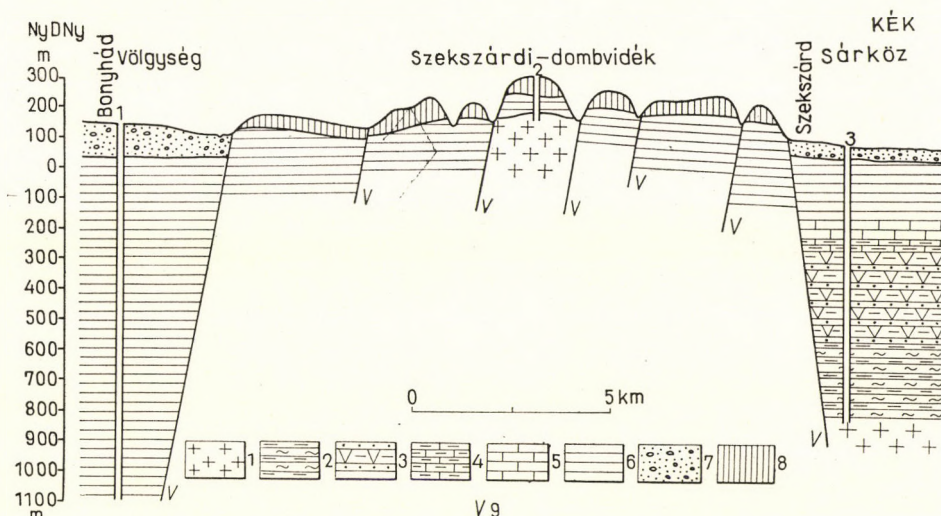
A Szekszárdi-dombvidéken és közvetlen szomszédságában, a Sárköz területén a kristályos alaphegység gránitja hét helyről ismeretes. Dombvidékünk D-i határa mentén, a Lajvér-völgyben hosszú szakaszon a völgyoldal jobb oldali magaspartján fedetlenül bukkan a felszínre. A Lajvér-völgy bal partján már csak egy helyen, Kismórágy-pusztá környékén kerül a felszínre, s innen É-i, ÉK-i és K-i irányban különböző mélységekbe süllyedve pannóniai üledékek alatt helyezkedik el. A mélyfúrások szerint Bátaszéken 110 m, 120 m, 260 m, Sárpilisén 86 m, Alsónánán 129 m, Hármashalomtetőn 35 m, Szekszárdon pedig 885 m mélységben települ. A bátaszéki fúrásban közvetlenül a gránit fedőjét képező 115 m vastag felsőpermi vörös homokkőre, míg az alsónánai fúrásban a gránit bosztonit telérekkel átjárt 46 m vastag kristályos palaköpenyére települ a pannóniai üledék. Alsónánától É-ra, a domt. vidék központi részén, a Szálkai-völgy és a Grábóci-völgy vetősíkjai között még nagyobb felszíni közelségben (35 m) fordul elő, innen É-i, Ny-i és K-i irányban egyre mélyebb szintbe süllyedve helyezkedik el, s területünk közvetlen szomszédságában, a Sárköz Ny-i szegélye mentén (szekszárdi III. sz. artézi kút-fúrás) miocén és pliocén üledékek alatt már 885 m mélységben fekszik.

A felvázolt adatok alapján megállapítható, hogy a Szekszárdi-dombvidék *alapzata közvetlenül a felsőpannóniai üledékek fekvésében a kristályos alaphegység mórági gránittagozatának D—É-i csapásirányú ópaleozoos kristályos palaköpennyel borított, rögökre töredezett gránitvonulata („magas rögösor”)*.

A szabálytalan alakú rögökre töredezett és különböző mélységbe süllyedt gránitvonulat a permi időszaktól kezdve környezete fölé emelkedett *száraz-*



föld volt, s a mélyfúrások szerint felszínén a felsőpannóniai emeletig bezárólag üledék nem képződött. A szárazulatként viselkedő gránitvonulat a másodkor folyamán és a harmadidőszak nagy részében *lepusztulási terület* volt. A hosszú ideig tartó eróziós-denudációs időszak alatt területéről jelentékeny vastagságú rétegösszlet pusztult le, amely legnagyobb vastagságban a környező területek felsőpermi és alsóhelvétai változatos kifejlődésű rétegsoraiban ismerhető fel.



32. ábra. A Szekszárdi-dombság keresztmetszeti szelvénye Bonyhád és Szekszárd között vázlatosan (a szelvény a szekszárdi gránitrög K-i és Ny-i szárnyának a lesüllyedését mutatja)

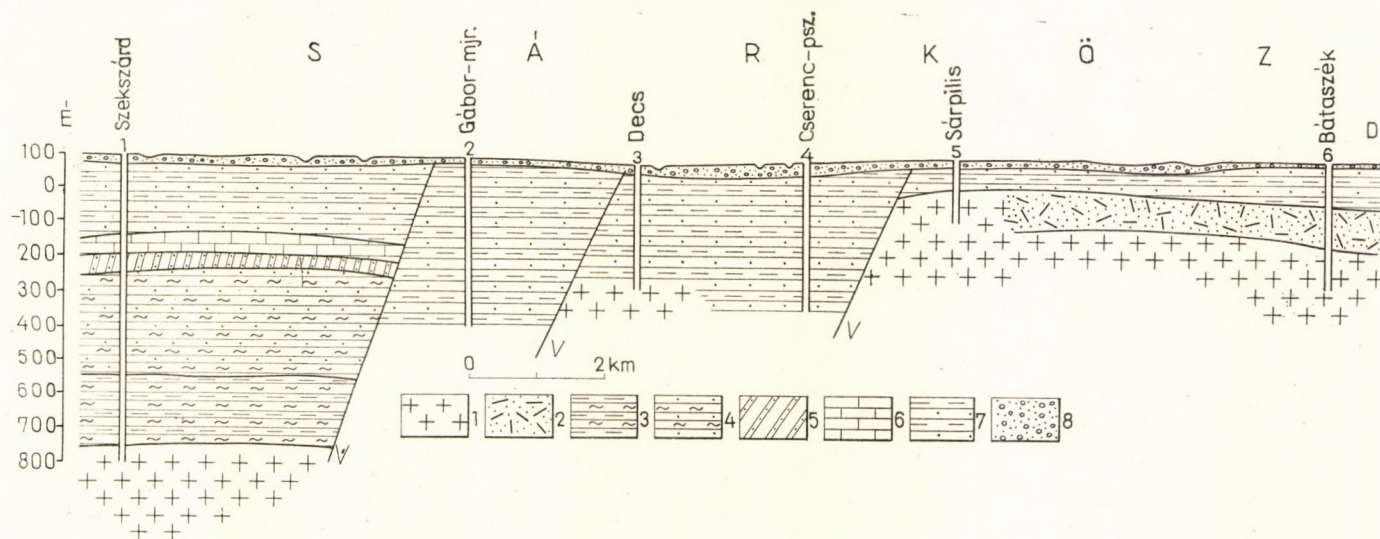
1 = alsókarbon gránit, 2 = alsóhelvét szárazföldi vegyes üledék, 3 = felsőhelvét riolitufa agglomerátum, 4 = tortónai mészkő, mészmárga, homok, 5 = szarmata mészkő, mészmárga, 6 = felsőpannóniai üledékek (agyag, homok, homokkő, homokos agyag), 7 = középpannóniai kavicsos homok, 8 = újléiszotcén lösz, V = vető, vetőzóna

A „magas rögsor” mélyre süllyedt K-i és Ny-i szárnya a Sárköz, ill. a Völgyesség kristályos medencealjzata. A lesüllyedt szárnyak 800–1000 m-es levetődésről tanúskodnak (32. ábra). Az egykor összetartozó hatalmas gránitrög ösföldrajzi fejlődésmentét a Sárköz és a Völgyesség területén mélyített fúrások világítják meg teljesebben.

A bátaszéki (110, 120 m), sárpilisi (86 m) és a szekszárdi III. sz. (885 m) artézi kút-fúrások adatai szerint a gránitrög K-i szárnya a Szekszárdi-dombság jelenlegi törésszerűen párhuzamosan D–É-i csapásirányú vetődés mentén süllyedt le. A lesüllyedt gránitvonulat a Sárköz D-i részén, Bátaszék–Sárpilis között még csekély mélységben (86, 110, 120, 260 m) húzódik a felszín alatt, Sárpilistól É-ra azonban a haránttörések vetősíkjai mentén lépcsőzetesen egyre mélyebb szintbe kerül, s Szekszárdon már 885 m mélységben települ, azaz közel 800 m-rel mélyebben fekszik, mint a Sárköz DNY-i részén (33. ábra).

Az aszimmetrikusan lesüllyedt sárközi gránitvonulat É-i felében végbe ment üledékképződés és kéregszerkezeti mozgások alapján tudunk részle-





33. ábra. A gránitrög D—É-i irányú aszimmetrikus lesüllyedése Bátaszék—Szekszárd között

1 = alsókarbon gránit, 2 = felsőpermi vörös homokkő, 3 = alsóhelvét szárazföldi vegyes üledék, 4 = felsőhelvét riolittufa, agglomerátum, 5 = tör-tónai homok, mészmárga, mészkő, 6 = szarmata mészkő, mészmárga, 7 = felsőpannóniai üledékek (agyag, homok, homokkő, agyagos homok), 8 = folyó-vízi homokos kavics, V = vető, vetőzóna



tesebben következtetni a nagy rög pliocén előtti fejlődéstörténetének legfontosabb földtani eseménysorozatára.

A leghelyesebb fejlődéstörténeti következtetést a VIGH Gy. (1942) által közölt szekszárdi III. sz. artézi kút szelvénye alapján vonhatjuk le. E szelvény szerint a Sárköz felszíne alatt húzódó, rögökre töredezett gránitvonulat a középsőmiocénban még környezete fölé magasra kiemelt szárazföld volt, amely összefüggött a Szekszárdi-dombvidék felszíne alatt húzódó „magas rögsorral”, s felszínén az alsóhelvétii emeletig bezárólag üledék nem képződött, hanem végig lepusztulási terület volt.

*A gránitfelszín legmozgalmasabb fejlődéstörténeti szakasza a középsőmiocénban kezdődött, amikor az ősi kristályos szárazulat a helvétii, tortónai és szarmata emeletek üledékképződésével egyidejűleg váltakozó irányú, szakaszos mozgások kíséretében, vetődések mentén szabálytalan rögökre darabolódott, s K-i szárnya D—É-i irányban aszimmetrikusan különböző mélységekbe süllyedt. A nagy rög részaránytalán feldarabolódását és egyenlőtlen aszimmetrikus süllyedését a fentebb említett mélyfúrások tanúsítják (27., 32., 33. ábra).*

Az egyenlőtlenül süllyedő rögök felszínén a szekszárdi III. sz. artézi kút fúrásszelvénye szerint a Sárköz É-i térségében a helvétii emelettől az alsó-pannoniai emeletig bezárólag *folymatos üledékképződés* folyt, s a kristályos alaphegység rögös felszínén több mint 600 m vastag szárazföldi (helvétii szárazföldi törmelékes üledékek, riolitláva, tufa és agglomerátum) és tengeri eredetű *miocén rétegösszlet* (tortónai-szarmata mészkő, homokkő) halmozódott fel.

*A nagy rög K-i szárnyának a feldarabolódása és lesüllyedése tehát a középsőmiocén folyamán következett be. A kéregszerkezeti mozgások természetesen kihatottak a dombvidék felszíne alatt húzódó gránitvonulatra is, azt is összetördelték, de mivel süllyedése kisebb méretű volt, nem került tengeri előntés alá, hanem környezetéhez képest „magas rögsor”-rá alakult (32. ábra).*

b) A Szekszárdi-dombvidék felszíne alatt „magas rögsor”-rá formálódott kristályos alaphegység Ny-i szárnya a *Völgység* felszíne alatt még *mélyebbre süllyedt*, és jobban összetöredezett, mint a miocén fedőhegységi tagokkal fedett K-i szárny. A süllyedés Ny—K-i irányban itt is erősen aszimmetrikusan történt. A legerősebben a Völgység DK-i részében süllyedt le, s a Völgységi-patak É—D-i irányú jelenkori süllyedék-tengelyének vonalában került a legmélyebbre. Ebben a körzetben a kristályos alaphegység „mélyrögeit” 1000 m-es mélyfúrás sem érte el.

A Völgységet Ny—K-i irányban metsző fúrásszelvények kitűnően jelzik a kristályos alaphegységnek ebben az irányban való aszimmetrikus lesüllyedését (30. ábra). A gránit metamorfizálódott ópaleozóos kristályos palaköpenye a Völgység Ny-i szegélyén Szalatnak, Alsómocsolád és Mágoes között még csekély mélységben (116 m, 208 m) követhető a felszín alatt, K felé azonban árkos-sasbércecs feldarabolódással „mélyrögöket” és „magasrögöket” formálva, egyre mélyebb szintbe került; Györénél már 784 m mélységben fekszik, Bonyhád környékén pedig jóval 1000 m alá süllyedt.

Süllyedése — ellentétben a sárközi szárnyával — már a másodkor elején megkezdődött, s rögökre darabolódott felszíne a fúrásadatok szerint változatosabb üledékképződési folyamatok és kéregszerkezeti mozgások színtere volt.

A különböző mélységekbe süllyedt kristályos alaphegység „mélyrögeinek” és „magasrögeinek” felszínét felsőpermi vörös homokkő, alsó-, középső- és felsőtriász, valamint alsójura mészkövek, homokkövek, agyapalak és agyagmárgák borítják (30. ábra).

A maximálisan 100 m vastagságú felsőpermi vörös homokkő a kristályos alaphegység szárazulati jellegére utal, annak a lepusztulási (aprózódási)



terméke. Elterjedése regionális. Vagy közvetlenül a kristályos alaphegységre, vagy a gránit metamorfizálódott kristályos palaköpenyére települ. A mezozoós képződmények részben a gránit ópaleozoós kristályos palaköpenyére, részben pedig a felsőpermi vörös homokkőre települnek. Így a felsőpannóniai üledékek fekvése helyenként a felsőpermi rétegek, helyenként pedig a különböző mezozoós (alsó-, középső- és felsőtíriász, alsójura) alaphegységi tagok.

A felvázolt adatok alapján megállapíthatjuk, hogy a *Völgység és a Szekszárdi-dombvidék medencealjazatának közettani felépítése, mélyszerkezeti és ősföldrajzi fejlődésmenetének egy-egy fontosabb földtörténeti eseménye nagy vonalaiban ismert*. Sajnos, nem mondható ugyanez el a Hegyhátról, ahol ez ideig csak a kurdi mélyfúrások ütötték át a pannóniai rétegeket, és harántoltak annál idősebb képződményeket.

c) Természetesen fúrásadatok hiányában a Hegyhát pliocén előtti ősföldrajzi fejlődésmenetének egyetlen eseménye sem rögzíthető biztosan.

Lehetséges, hogy a geofizikai mérésekkel a mélyfúrásokkal Külső-Somogyban feltárt igali-pincehelyi ÉK—DNy-i csapásirányú mélyszerkezeti magas rögvonulat a Hegyhát felszíne alatt is folytatódik. Eszerint a Hegyhát alapzatát közvetlenül a pliocén üledékes takaró alatt vékony fedőhegységi tagokkal (miocén) fedett mezozoós alaphegység képviselné. A miocén üledékek jelenlétét a kurdi fúrások is igazolják, ahol a felsőpannóniai üledékek fekvésében szarmata és helvétii rétegsort (282,15 m) is harántoltak. Fúrásokban kimutatott mezozoós üledékek azonban a Hegyhát területéről ez ideig sehonnan sem ismeretesek. Ennélfogva az sem lehetetlen, hogy a *Hegyhát területén a kristályos alapzatot közvetlenül miocén fedőhegységi tagok borítják*. Ez utóbbi lehetőség mellett szólna a kurdi helvétii és szarmata rétegsornak a szekszárdi helvétii és szarmata rétegsorral való azonos kifejlődése, amely mindkét helyen közvetlenül a lesüllyedt kristályos alaphegységre települ.

## 2. Pliocén fejlődésmenet

A Tolnai-dombság a pliocén folyamán is nagyon változó irányú és intenzitású szerkezeti mozgások hatásterületébe tartozott. Ennek következtében egyes területrészein a *pannóniai transzgresszió és regresszió* térben és időben nagyon gyakran váltogatta egymást. Vonatkozik ez elsősorban a Mecsek közelében levő területekre, ahol a kéregmozgások sokkal erősebben éreztették hatásukat, mint távolabb. A pliocén folyamán azonban a terület nagyobb részén a *süllyedő mozgások* jutottak túlsúlyba, ami a pannóniai tenger térfoglalásában és lerakott üledékeinek vastagságában is kifejezésre jut.

A pannóniai üledékek településhelyzete és rétegvastagsága tájunk D-i, DK-i és DNy-i feléből nagyon jól ismert, de annál hiányosabbak ismereteink a dombsági táj É-i részéből, ahol a mélyfúrások maximálisan 400—600 m-ig hatoltak, s a pannóniai üledékek fekvését egy-két kivételtől eltekintve nem érték el.

### a) Alsópannóniai emelet

A szarmata transzgresszióhoz hasonlóan a mélyfúrások szerint területünkön a *pannóniai transzgresszió* sem járt folyamatos üledékképződéssel.

A Szekszárdi-dombvidéken és szomszédságában, a Sárköz és Völgység területén a kristályos és mezozoós alaphegységig, valamint a miocén fedőhegységi tagokig lemélyített fúrások csak felsőpannóniai üledékeket harán-



toltak. Ez teljesen bizonyossá teszi, hogy területünk D-i, DNy-i és DK-i térségében az alsópannóniai emelet üledékei egyáltalán nem fejlődtek ki.

Kevesebb adat alapján ugyanez mondható el a Hegyhát területéről is. Itt az eddig feltárt miocén képződmények fedőrétegét mindenütt felsőpannóniai üledékek képviselik. Ugyanígy a terület legkülönbözőbb részein 400–600 m mélységig harántolt pannóniai rétegek is mindenütt gazdag faunával jellemzett felsőpannóniai üledékeknek bizonyultak. Számos fúrás-szelvény alapján az is bizonyossá vált, hogy a legtöbb esetben még a felsőpannóniai üledékek alsó szintjei is hiányoznak területünkről. Így pl. a kurdi fúrás szerint a szarmata, ill. a helvétai rétegsor fedőjébe települt 324 m vastag *Prosodacna vutskitsi*-s pannóniai rétegsor is csak a felsőpannóniai emelet felső szintjét tartalmazza.

Az alsópannóniai emelet teljes hiánya arról tájékoztat, hogy a miocén végi szarmata tenger regressziója után a Tolnai-dombság területe *kiemelkedett szárazföld* volt, időlegesen eróziós-denudációs felszínné alakult, s csak a felsőpannóniai időszakban került ismételten tengeri elöntés alá.

#### b) Felsőpannóniai emelet

A felsőpannóniai tenger térfoglalását a Tolnai-dombság területén lassú süllyedés előzte meg, mellyel egyidejűleg kezdetben túlnyomóan *szárazföldi eredetű* törmelékes anyag felhalmozódására került sor. Ennek a váltakozó vastagságú (6–40 m), főleg rózsaszínű, durva ortoklász kavicsból, földpátos homokból, homokkőből és vékony kifejlődésű kavicsos agyagrétegekből álló felsőpannóniai rétegsornak nagyobb része a közeli gránitterületekről leszaladó záporpatakoknak és kisebb vízfolyásoknak a süllyedő medence pereme közelében felhalmozott hordaléka. A mélyebb szintek kavicsos, törmelékes üledékeinek felsőpannóniai korát a *Limnocardium* sp.-ek bőséges előfordulása jelzi mindenütt.

A szárazföldi eredetű törmelékes üledékek lerakódása után a terület fokozottabb süllyedésével egyidejűleg a felsőpannóniai tenger területünket is elöntötte, s a kis területen belül is változatos kifejlődésben előforduló mélyszerkezeti alapzat (paleozoós, mezozoós, miocén) mozgásviszonyainak megfelelően helyenként vékonyabb, másutt pedig vastagabb rétegekben rakta le *sekélytengeri*, túlnyomóan homokos, homokkőves, agyagos jellegű üledékeit.

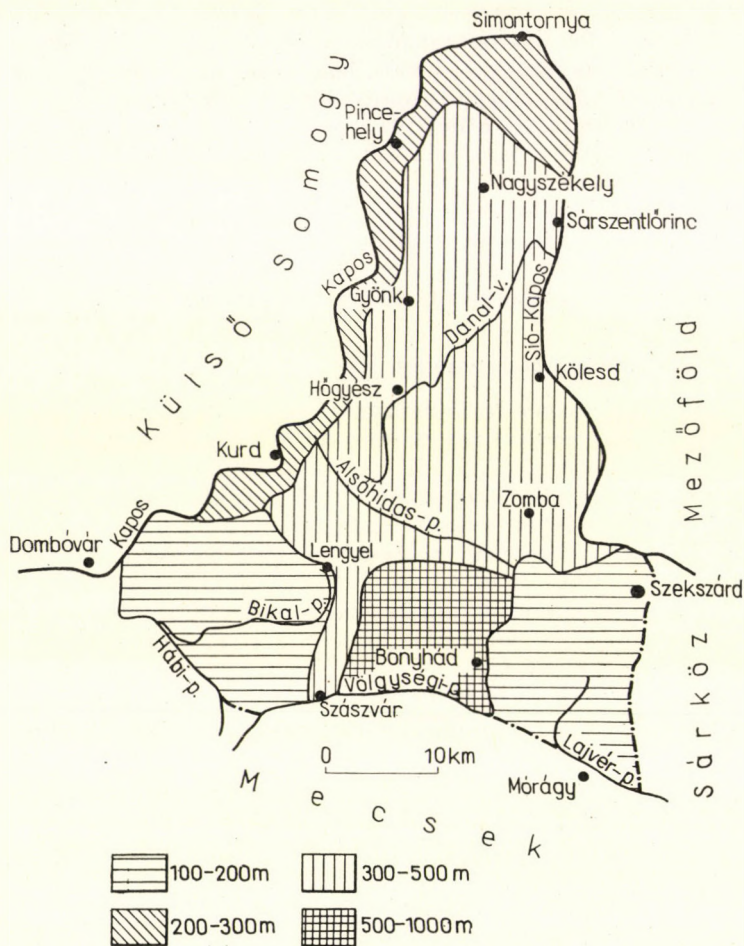
A mélyfúrások szerint a felsőpannóniai üledékek a Szekszárdi-dombvidéken, a Sárköz D-i részén és helyenként a Völgység Ny-i peremterületén főleg a kristályos alaphegységet fedő *permi rétegekre*, a Völgység középső és DK-i térségében pedig a *mezozoós alaphegység* (triász, jura) tagokra transzgredálnak, míg a Sárköz É-i felében és a Hegyhát területén nagyrészt a *középsőmiocén fedőhegységre* települnek.

A különböző felépítésű mélyszerkezeti alapzatok rendkívül változatos irányú és intenzitású szerkezeti mozgásai nagymértékben befolyásolták a felsőpannóniai üledékképződés folyamatosságát. Valószínű, hogy a Tolnai-dombság egész területére egyidejűleg kiterjedő egységes transzgresszióval még a felsőpannóniai emelet idején sem számolhatunk. *Ebben az időben is voltak a felsőpannóniai transzgresszió által nem érintett, lepusztulás alatt álló kiemelkedett rögsorok.*

A rendelkezésünkre álló fúrásadatokból kitűnik, hogy területünkön és közvetlen szomszédságában, a Sárközben és a Kapos-völgyben a pannóniai üledékek vastagsága



nagyon változó. A 34. ábrán bemutatott felsőpannóniai üledékek vastagsági adatai, főleg tájunk D-i, DK-i és DNy-i részeire vonatkozóan pontosak, megbízhatóak. A fúrásadatok szerint a *Szekszárdi-dombrvidéket* csak nagyon vékony kifejlődésű (Alsónána 84,8 m, Csátár 145 m, Hármashalom 35 m) *felsőpannóniai üledékek* fedik. Vastagságuk jelenlegi ismereteink szerint mindössze 100–200 m között váltakozik. A domb-



34. ábra. A felsőpannóniai üledékek vastagsági adatai a Tolnai-dombság területén

vidék K-i szomszédságában, a Sárközben már lényegesen vastagabbak (Bátaszék 110, 144 m, Sárpilis 86 m, Cserenc-puszta 460 m, Szekszárd 250–350 m, Tolna 426 m). Itt D-ról É-felé fokozatosan 500–600 m-re vastagodnak ki.

Hasonlóképpen nagyon változó vastagságú felsőpannóniai üledékek jellemzik a *Völgység* területét is. A Völgység Ny-i peremterületén, ahol a pannóniai üledéksor a legvékonyabb, szintén igen különböző vastagságban (Alsómocsolád 85, 160, 41 m, Bikal 221, 97 m, Szalatnak 60, 70 m, Csikóstöttös 200 m, Mágoes 62, 190 m) fordul elő.

A Ny-i peremterülettől K felé azonban hirtelen nagyon jelentősen kivastagszik. Györénél már 400 m vastagságot ér el. Mázánál 658 m mélységben a fúrás talppontja még faunával gazdagon jellemzett felsőpannóniai üledékekben állt meg; s innen K felé, *Bonyhád térségében* már meghaladja az 1000 m-es vastagságot.



A fúrásadatok szerint a felsőpannóniai üledéksor a Völgységtől É-ra is jelentékenyen vastagodik, s váltakozó rétegsora a *Hegyhát* középső és É-i részén már több száz m. A hegyháti mélyfúrások 300—400 m mélységig rengeteg helyen feltárták a felsőpannóniai rétegsort, de a kurdi (300 m) kivételével sehol sem érték el feküjét. Vastagsága, településhelyzete és fekéje jelenlegi ismereteink szerint bizonytalan, de a Hegyhát legészakibb része kivételével, ahol a geofizikai maximumok az alaphegység felszínközeli előfordulását jelzik, minden valószínűség szerint eléri az 500 m-es vastagságot (34. ábra).

A viszonylag kis területen belül nagyon különböző vastagságban (40—1000 m) kifejlődött változatos felsőpannóniai üledékek világosan jelzik, hogy területünkön az alaphegységi (paleozóos és mezozóos) és fedőhegységi tagok egyenlőtlen süllýedése a pliocén második felében is intenzíven tartott, s helyenként jelentékeny méreteket öltve (Völgység DK-i része) újabb vetődések mentén még aprólékosabban feldarabolódott.

Természetesen az általános jellegű süllýedő mozgások mellett a pannóniai medencealjzat az egyes rögök területén időnként emelkedő tendenciát is mutatott. Ilyen intrapanonóniai mozgások helyén (Görögszó, Aranydomb, Kurd, Döbrököz, Hőgyész, Pincehely, Csernyédpuszta) megfigyelhetők el-lentétes irányú rétegdőlések és helyenként a folyamatos üledékképződés megszakítását jelző rétegtörési eróziós diszkordanciák is.

LŐRENTHEY I. (1892—94) meghatározása szerint a Szekszárdi-dombvidék *Congeria triangularis*-os és *C. rhomboidea*-s rétegsora a felsőpannóniai emelet felső szintjét képviseli, s fáciése a Hegyhát és a Völgység BARTHA F. által kérésre kiértékelt *Prosodacna vutskitsi*-s agyagos, agyagmárgás, homokos üledékének.

A mélyfúrások szerint 300—400 m mélységig az egész Hegyhát területén egységes kifejlődésű, csökkent sósvízi *Prosodacna vutskitsi*-s homokos, agyagos, agyagmárgás üledékek képviselik a felsőpannóniai üledék felső szintjét (Állami Földtani Intézet fúrásadatai).

Kérdéses tehát, hogy a Tolnai-dombság területén a felsőpannóniai üledékek felső szintjét képviselő, faunával bőségesen jellemzett üledékeken kívül a mélyebb szintekben előfordulnak-e idősebb felsőpannóniai rétegek.

A *Congeria triangularis*-os, *C. rhomboidea*-s és a *Prosodacna vutskitsi*-s felsőpannóniai rétegsorra a felsőpannont lezáró édesvízi—szárazföldi üledékek települtek, melyek részben sárgásszürke iszapos, homokos tavi agyagot, részben pedig limonitosodott folyóvízi jellegű homokot és mocsári agyagot foglalnak magukban. Az üledékképződésben beállott minőségi változás a tengerfenék kiemelkedésével és elmocsarasodásával járt együtt. A kiemelkedés az édesvízi—szárazföldi üledékeket magukban foglaló szelvények szerint nem történt egyértelműen, mert a tavi, folyóvízi jellegű és mocsári rétegek gyakori váltakozása arra utal, hogy amíg a kiemelkedés tartóssá vált, addig emelkedési és süllýedési szakaszok váltogatták egymást. A felsőpannóniai üledékek zárórétege területünkön ma már csak kisebb foltokban fordul elő. Jelenlegi szőrványos előfordulása a felsőpannóniai emelet után bekövetkezett lepusztulással magyarázható.

### 3. Felsőpliocén—alsópleisztocén fejlődésszakasz

A szárazulattá vált felsőpannóniai üledékes takaró folyóvízi eróziós lepusztulása a Dunántúli-dombság egyéb térszíneire hasonlóan a felsőpliocénban kezdődött meg, s kisebb-nagyobb megszakításokkal a középleisztocénban



tocén hordalékkúp építéséig, ill. helyenként az utolsó jégkorszaki löszképződésig tartott, s a periglaciális szoliflukcióval együtt a szerkezeti mozgások mellett ebben az időszakban igen tevékeny felszinformáló tényező volt.

a) A hosszú ideig tartó folyóvízi eróziós tevékenység a Tolnai-dombság egész területére kiterjedt, és nemcsak az édesvízi – szárazföldi rétegeket pusztította le, hanem a felsőpannóniai *Congerina rhomboidea*-s, *C. triangularis*-os és *Prosodacna vutskitsi*-s üledéksort is annyira különböző mélységekig erodálta, hogy az egyes rétegek azonosítása ma már lehetetlen, mert a denudáció nyomán a változatos kifejlődésű üledékes takarónak egymás szomszédságában is *különböző rétegei kerültek a felszínre*.

A pannóniai üledékek különböző mértékű letarolása egyéb tényezők mellett főleg a valachiai mozgásokhoz kapcsolódó egyenlőtlen kiemelkedések következménye volt. A felsőpannóniai üledéksor ott pusztult le a legnagyobb mértékben, ahol az alap- és fedőhegységi tagok kiemelkedése viszonylag folyamatos, gyors mozgásokkal történt, és legnagyobb méretű volt. Összehasonlító sztratifráfiai megfigyeléseink szerint a *Hegyhát Ny-i peremterületének* és a *Szekszárdi-dombvidék É-i részének* pannóniai üledékes takarója pusztult le a legnagyobb mértékben. Ezen a területen lépésről lépésre különböző kifejlődésű felsőpannóniai rétegek kerültek a felszínre.

A felsőpannóniai felszint a Mezőföldről a Hegyháton keresztül az Alföld és a Mecsek felé leszaladó vizek erodálták. *Az ősi vízfolyások* eróziós pályái a dombságot kezdetben pásztásan feldaraboló ÉÉNy – DDK-i irányú szerkezeti vonalak mentén fejlődtek ki, s az újpleisztocénig, ill. helyenként (Szekszárdi-dombvidék) a középpleisztocénig bezárólag a dombsági táj vízhálózatának *fő irányvonalát* képezték.

A Tolnai-dombság területén a *felsőpliocén eróziós tevékenység* az alsópleisztocénban is folytatódott, és a Dunántúl egyéb területeiről (Nyugat-Dunántúl, Zala, Somogy) jól ismert felsőpliocén (asti) keresztrétegzett vastag folyóvízi homokok és kavicsrétegek lerakására itt egyáltalán nem került sor. Ennek egyik legfőbb oka a Tolnai-dombság erős *felsőpliocén kiemelkedése* lehetett. A felsőpliocén folyóvízi üledékeket itt csak szórványosan előforduló és többnyire helyi eredetű törmelék szintek képviselik, amelyek anyagi összetételük alapján a pannóniai felszín erodálásának a felhalmozódási termékei (5. ábra).

b) Az erodált pannóniai felszín eróziós vápáiban és rossz lefolyású elmosarascdott területein *édesvízi mészkőképződésre* került sor (2. ábra). Az édesvízi mészkő *lokális jellegű képződmény*. Sajnos, ősmaradványok hiányában keletkezési idejét pontosan megállapítani nem lehet. Mindössze településhelyzete alapján (a pannóniai üledékek fedőjében és a vörösayag feküjében helyezkedik el) következtethetünk arra, hogy vagy a *felsőpliocén végén*, vagy a *pleisztocén elején* keletkezett.

A kiemelkedett és pásztásan feldarabolt pannóniai tábla letarolódása az édesvízi mészkő képződése után is tovább folytatódott, és még hosszú időn keresztül *denudációs felszín* volt.

Területünk tehát az alsópleisztocénban már *gyengén összetöredezett, különböző mélységekig erodált és konzekvens vízfolyások völgyeléseivel is felárkolt alacsony fekvésű és nyugtalan felszínű eróziós halomvidékké formálódott*, de morfológiai arculata a dombsági táj mai képétől még jelentősen különbözött.



c) Ezen a nyugtalan letarolt felszínen képződött kedvező éghajlati feltételek között a Tolnai-dombság nagykiterjedésű fosszilis *vörösagyag-takarója*, ami *tájunk geomorfológiai fejlődéstörténetében új szakaszt jelez.*

A Tolnai-dombság területén a pleisztocén legalsó tagja tehát a regionális kifejlődésű fosszilis *vörösagyag-takaró*. Kialakulása a Hegyhátban, a Völgy-ségben, a Szekszárdi-dombvidéken és a szomszédos Dél-Mezőföldön teljesen azonos feltételek (szubtrópusi éghajlat) mellett egyidejűleg történt.

A fosszilis vörösagyag sztratigráfiai települése (3., 6., 12., 20. ábra) alapján (a pannóniai üledékek fedőjében és a középpleisztocén folyóvízi homok feküjében helyezkedik el) *alsópleisztocén korú*, de hogy mikor keletkezett, azt a jelenlegi ismereteink szerint — mivel ősmaradványt nem tartalmaz — nem lehet pontosan meghatározni.

Megemlítjük, hogy a hegyháti és Duna menti fosszilis vörösagyagot GÜLL V. (1905) és TOBORFFY G. (1925) is az alsópleisztocénba sorolta, de kialakulásának pontosabb kormeghatározását ők sem tudták megadni. Kialakulás-feltételeinek ismerete alapján csak annyit mondhatunk, hogy interglaciális vagy interstadiális képződmény lehet. Minthogy a vörösagyag a Tolnai-dombság pleisztocén üledékeinek legalsó tagja, kialakulása valószínűleg a günz I.-güzn II. interstadiálisban vagy a günz-mindel interglaciálisban történt.

Itt említjük meg, hogy a most tárgyalt alsópleisztocén vörösagyagon kívül területünkön ismeretesek fiatalabb kifejlődésű vörösagyagok is. Ezek azonban a löszöket tagolják, helyi jellegű képződmények, s még kis területen belül sem összefüggő takarók. Szórványos előfordulásuk főleg a Szekszárdi-dombvidék (Kálvária-domb, Palánki-hegy É-i lejtője) területéről ismeretes.

*Az alsópleisztocén vörösagyag kialakulása területünk morfológiai fejlődéstörténetében új szakaszt jelentett, melynek során, ha rövid időre is, megváltozott a felszínfejlődés korábbi menete. Erdővel borított, sekély völgyekkel barázdált, alacsony, lankás halomvidék képét mutathatta a táj, ahol az éghajlat megváltozásával a lepusztulás időlegesen szünetelt, vagy jelentékenyen mérséklődött, és főleg a völgyek lejtőire korlátozódott.*

d) A megváltozott természetföldrajzi kép tájunk fejlődésmenetére csak rövid ideig lehetett jellemző, mert vizsgálateredményeink arról tájékoztatnak, hogy a Tolnai-dombság felszínének letarolódása az alsópleisztocén *vörösagyag takaró* kialakulása után is folytatódott, s a felszínt felületileg leöblítő víztömegek és a vonalas pályán mozgó vízfolyások együttes eróziós tevékenysége, valamint a *periglaciális szoliflukció* a Tolnai-dombság vörösagyag-takarójának jelentékeny részét is lepusztította, s helyenként a pannóniai felszínt is több tucat m mélységig erodálta. A hatékony alternatív denudáció nyomán a regionális kifejlődésű fosszilis vörösagyag-takaró csak kisebb-nagyobb foltokban és számos helyen csak néhány dm vastag rétegekben (0,30–0,90 m) maradt meg, s a dombsági táj jelentős részén a különböző szintekig lepusztított felsőpannóniai rétegek kerültek ismételtén a felszínre.

Erre a nagyméretű lepusztulási folyamatra (alternatív denudáció) utalnak a tájunk legkülönbözőbb területein felhalmozódásra került *áttelepített fosszilis vörösagyagok hatalmas tömegei*. A dombság egyes területein 5–25 m, sőt helyenként 35 m vastag vörösagyag halmozódott fel. A 2. táblázaton közölt, áttelepített vörösagyagok hatalmas tömegei, melyek az eddigi fúrás-



2. táblázat. Az áttelepített fosszilis vörösayag vastagsági adatai a Tolnai-dombság területén

Sor- szám	Mintavételi hely	Vastagság, m		A vörösayag kifejlődési jellege	A vörösayag fekvése	A vörösayag fedőrétege
		fúrás- ban	feltá- rásban			
1.	Simontornya	12,8	—	vörösayag	felsőpannóniai sárga agyag	középpleisztocén aprókavicsos folyóvízi homok
2.	Simontornya	12,3	—	vörösayag	felsőpannóniai tarka agyag	középpleisztocén homokos aprókavics
3.	Simontornya	10,2	—	rozsdavörös agyagos homok	felsőpannóniai sárga csillámos homok	középpleisztocén agyagos homok
4.	Simontornya	—	3,7	erősen meszes konkréciós vörösayag	felsőpannóniai tarka agyag	homokos lösz
5.	Nagyszékely	14,4	—	vörösbarna meszes homok	felsőpannóniai sárgászürke csillámos homok	lejtőtörmelék
6.	Nagyszékely	28,5	—	vörösbarna agyag	felsőpannóniai szürke csillámos homok	lejtőtörmelék
7.	Kisszékely	—	4,6	meszes, mészkonkréciós vörösbarna agyag	nincs feltárva	átmosott lösz
8.	Pincehely	13	—	erősen meszes, mészkonkréciós vörösayag	nincs feltárva	típusos lösz
9.	Miszla	16,4	—	homokos vörösayag	barnászürke finomszemcséjű felsőpannóniai homok	homokos agyag
10.	Gyönk	10	—	homokos vörösayag	felsőpannóniai szürke homok	folyóvízi homok
11.	Gyönk	—	3,5	homokos vörösayag	nincs feltárva	homokos lösz
12.	Belecska	—	4,6	erősen meszes, mészgumós vörösayag	nincs feltárva	középpleisztocén folyóvízi homok
13.	Hógyész	19	—	erősen köves, mészkonkréciós vörösayag	szürke pannóniai agyag	lösz
14.	Kölesd	6	—	erősen meszes, mészkonkréciós vörösayag	sárgásbarna, csillámos, aprószemű felsőpannóniai homok	lejtőtörmelék



15.	Kölesd	—	3,2	erősen meszes, mészkőpados homokos vörösayag	világosszürke felsőpan-nóniai homok	szoliflukciós lösz
16.	Kistormás	32	—	mészkonkréciós vörösayag	zsíros tapintású pannóniai kékagyag (faunával)	agyagos lösz
17.	Varsád	21,5	—	vörösayag	felsőpannóniai tarka agyag	sárga kemény agyag
18.	Felsőnána	8	—	homokos vörösayag	zöldesszürke felsőpannóniai agyag	homokos agyag
19.	Felsőnána	19	—	köves, konkréciós vörösayag	szürke homokkőpad	köves sárga agyag
20.	Kéty	6,7	—	kavicsos vörösayag	felsőpannóniai sárga agyag	barna törmelékesagyag
21.	Tevel	—	4	erősen meszes, mészkonkréciós vörösayag	szürke felsőpannóniai homok	szoliflukciós lösz
22.	Mucsi	—	7	erősen meszes, mészmárgás vörösayag	nincs feltárva	típusos lösz
23.	Bonyhád	7,5	—	mészkonkréciós vörösbarna agyag, kavicsos	középpleisztocén agyagos homok	agyagos homok kvarc- és édesvízi mészkő-kavicsal
24.	Váralja	25,9	—	mészkonkréciós, aprókavicsos vörösbarna agyag	középpleisztocén agyagos homok	középpleisztocén homokos, kavicsos agyag
25.	Szalatnak	7,8	—	erősen meszes, kavicsos vörösayag	középpleisztocén folyóvízi homok	agyagos folyóvízi homok
26.	Nagyvejte	—	3	homokos vörösayag	nincs feltárva	lösz
27.	Kisvejte	—	4,6	mészkonkréciós vörösayag	szürke felsőpannóniai homok	lösz
28.	Mekényes	—	4,2	homokos vörösayag 15×18 cm Ø-jű mészkonkréciókkal	nincs feltárva	típusos lösz
29.	Nagyvejte	—	6	erősen mészkonkréciós, mészeres vörösayag	nincs feltárva	lejtőtörmelékes lösz
30.	Győre	18	—	finomhomokos, mész- és limonit konkréciós kavicsal kevert vörösayag	homokos, kavicsos agyag	konkrécióval és kvarc-kavicsal kevert zöldesbarna agyag



Sor- szám	Mintavételi hely	Vastagság, m		A vörösgyag kifejlődési jellege	A vörösgyag fektje	A vörösgyag fedőrétege
		fúrás- ban	feltá- rásban			
31.	Kakasd	23	—	homokos vörösgyag	világossárga pannóniai homok	szürkéssárga agyag
32.	Kakasd	—	7	mészkonkréciós homokos vörösgyag	nincs feltárva	lössz
33.	Belac	—	4	mészkonkréciós vörösgyag	szürke pannóniai homok	barna erdőtalaj
34.	Szekszárd, Parásztá- völgy	16	—	homokos vörösgyag	nincs feltárva	szürke kompakt át- alakult lösz
35.	Szekszárd, Palánkai- hegy É-i lejtője	—	4—5	mészkonkréciós vörösgyag	nincs feltárva	lössz
36.	Szekszárd, Palánkai- hegy ÉNy-i lejtője	—	3	erősen mészkonkréciós durva vöröshomok	nincs feltárva	erodált felszín
37.	Csatár	11,9	—	vörösbarna agyag	szürke pannóniai agyag	lössz
38.	Szálka	4,7	—	vörösgyag	felsőpannóniai sárga ho- mok	ár'éri üledék
39.	Várdomb	16,5	—	erősen kemény vörösgyag	felsőpannóniai homokkő- ves sárga homok	sárga kemény agyag
40.	Alsónána	5,30	—	mészkonkréciós, kavicsos vörösgyag	cserepes, tarka pannó- niai agyag	típusos lösz
41.	Szekszárd, Gyertyá- mos-völgy	4,4	—	erősen mészkonkréciós homokos vörös- agyag	nincs feltárva	erodált felszín
42.	Szekszárd, Csatári- völgy völgyfője	—	5	erősen meszes konkréciós vörösgyag	nincs feltárva	erodált felszín
43.	Alsómocsolád	11	—	kavicsos, mészkonkréciós vörösgyag	szürke, felsőpannóniai ho- mok	lössz
44.	Szalatnak	13	—	vörösgyag	anizuszi mészkő	lössz
45.	Váralja	35,1	—	mészkonkréciós aprókavicsos vörösgyag, felső szintje homokos	agyagos folyóvízi homok	homokkő



sok és természetes feltárások útján váltak ismertté, csak egy kis hányadát jelenthetik az alsópleisztocén végén hatékony alternatív denudáció által lepusztított és felhalmozásra került fosszilis vörösayagok *korrelatív üledékeinek*, de így is meggyőzően tanúskodnak a vörösayagok kialakulását követő időben végbement nagyarányú felszíni lepusztulásról.

Az eróziós-denudációs tevékenység és a periglaciális szoliflukció a Tolnai-dombság DK-i részében, a Szekszárdi-dombvidéken, valamint a Hegyhát D-i részén lehetett a leghatékonyabb, mert a fosszilis vörösayag itt pusztult le a legnagyobb mértékben. Egykori regionális elterjedését a szálban álló fosszilis vörösayag-takaró kivékonyodott rétegeinek foltszerű elterjedése jelzi.

Megjegyezzük, hogy az alsópleisztocén vörösayag lepusztulásáig az egész Tolnai-dombságot egységes fejlődésmenet jellemezte. A középpleisztocén elejéig ugyanis az egész területet azonos szerkezeti, *üledékképződési és lepusztulási viszonyok* uralták. A középpleisztocén elején azonban a Tolnai-dombság É-i és D-i részei retek, a Hegyhátnak és a Völgységnek fejlődéstörténetében jelentős változás következett be, s ez időtől kezdve fejlődésmenetük sok vonatkozásban különbözött a Szekszárdi-dombvidék fejlődéstörténetétől.

#### 4. Középpleisztocén felszínfejlődés

a) A középpleisztocén folyamán a Tolnai-dombság felszínének fejlődésmenetében jelentős változás következett be. Az alsópleisztocénban még hatékony eróziós tevékenységet végző ÉÉNy–DDK-i irányú vízfolyások a középpleisztocénban alsószakasz jellegűvé váltak, s a különböző mértékben erodált fosszilis vörösayag-takaróval és törmelékes anyaggal borított pannóniai felszínen nagyarányú *akkumulációs tevékenységbe* kezdtek.

A vízfolyások mechanizmusának ezt a jelentős változását egyéb tényezők mellett elsősorban a dombság É-i és D-i területének (Hegyhát, Völgység) *süllyedése* idézte elő. A süllyedés a folyóvízi akkumulációs üledékek tanúsága szerint nem volt egyenlő intenzitású, mert a Hegyhát és Völgység általános süllyedése mellett a terület egyes részei *különböző mértékben* süllyedtek le, s a dombság felszínét medenceszerű és árok jellegű hosszanti süllyedések tagolták.

A legjelentősebb árokszerű süllyedék területünk Ny-i peremén alakult ki, s a mai *Kapos-völgy irányát követve kb. Simontornyától Dombóvárig húzódott*. Hasonlóképpen helyi süllyedések felfűződéséből keletkezett a tájunk K-i peremén kialakult hosszanti süllyedékterület is, amely a Hegyhát K-i peremén a mai Sió–Kapos–Sárvíz völgyének irányát másolta. Ez utóbbi *Simontornyától Uzdig követhető nyomon a Hegyhát közvetlen peremterületén*.

Jelentékeny volt a Hegyhát É-i felében ÉÉNy–DDK-i és ÉNy–DK-i irányú vetődések között kialakult *Kisszékelői-süllyedékterület* is, melyből Nagyszékelő, Miszla vonalában ágaztak le gyengébben süllyedő mélyedések. A legnagyobb kiterjedésű süllyedékterület azonban a *Völgységben* keletkezett. A középpleisztocén kezdetén a süllyedés kiterjedt a Völgység egész területére, a későbbiek folyamán azonban csak DK-i részére korlátozódott, de még az újpleisztocén elején is az egész Hegyhát üledékgyűjtő medencéje volt.

A középpleisztocén süllyedés tájunk DK-i térségére (Szekszárdi-dombvidék) egyáltalán nem terjedt ki, s ennek az lett a következménye, hogy a dombsági táj É-i és D-i részének a Szekszárdi-dombvidékkel való hidrográfiai kapcsolata a középpleisztocén elején megszakadt, s az utóbbi területén folyóvízi akkumulációra (hordalékkúp-képződés) nem került sor.



3. táblázat. A Tolnai-dombság középleisztocén folyóvízi homokjainak vastagsági adatai

Sor- szám	Mintavételi hely	Vastagság, m		A folyóvízi homok jellege	A folyóvízi homok fektűje	A folyóvízi homok fedőrétege
		fúrásban	feltárásban			
1.	Simontornya	68	—	apró- és középszemű homok, agyagos homok	szürke pannóniai agyag	—
2.	Simontornya	147	—	finom-, apró-, közép- és durvaszemű homok, agyagos homok	felsőpannóniai agyagos homok	kavicsos feltöltés
3.	Simontornya	12,8	—	világosszürke, finomszemű, aprókavicsos, osztályozatlan meszes homok	felsőpannóniai sárga agyag	mészlepedékes csernozjom
4.	Simontornya	15,6	—	szürke, aprószemű, jól osztályozott, csillámos folyóvízi homok	nincs feltárva	lössz
5.	Simontornya	—	5	aprószemű, szürkéssárga folyóvízi homok	vörösgyag	lössz
6.	Simontornya	103,5	—	világossárga, apró- és durvaszemű folyóvízi homok, agyag és kavicsrétegekkel tagolva	sárgásszürke felsőpannóniai homok	feltöltés, törmelék
7.	Tolnanémedi	—	20	világossárga, aprószemű, osztályozott homok	nincs feltárva	lössz
8.	Tolnanémedi	—	6	aprószemű, sárgásszürke folyóvízi homok	szürke pannóniai agyag	lössz
9.	Tolnanémedi	5	—	középszemű, mészkonkréciós folyóvízi homok	vörösgyag	lössz
10.	Kisszékely	150	—	finom-, apró-, középszemű homok, iszapos homok	nincs feltárva	ártéri üledék
11.	Kisszékely	94	—	aprószemű, világossárga, csillámos, meszes folyóvízi homok, agyagos homok közbe-településekkel	nincs feltárva	lösszös homok
12.	Miszla	29,5	—	sárgásszürke, apró kvarckavicsos, osztályozatlan homok	felsőpannóniai szürke agyag	lösszös homok
13.	Miszla	70	—	sárga, aprószemű, csillámos homok, kavicsos homok, agyagos homok	szürke felsőpannóniai agyag faunával	lösszös homok
14.	Miszlai-völgy	—	1	aprószemű, sárgásszürke folyóvízi homok	vörösgyag	átmosott lösz

15.	Pincehely	85	—	finom- és közép szemű, szürkéssárga folyóvízi homok	erősen mészkonkreációs vörösgyag	erodált felszín
16.	Belecska	—	60	sárgásszürke, apró- és közép szemű folyóvízi homok	vörösgyag	erodált felszín
17.	Keszőhidegkút	—	140	finom- és közép szemű, szürkéssárga folyóvízi homok	nincs feltárva	barna erdőtalaj
18.	Gerenyás	—	3,5	apró szemű, szürke folyóvízi homok	vörösgyag	löss
19.	Gyöng	20	—	szürkéssárga, finom szemű, iszapos, laza, meszes homok	felsőpannóniai homokos agyag	löss
20.	Diósberény	32,5	—	sárga, erősen meszes, összeálló, közép szemű folyóvízi homok	felsőpannóniai szürke agyag	löss
21.	Udvari (Alsópél)	80	—	sárga, barnássárga, apró szemű, meszes, csillámos homok, agyagos homok pleisztocén molluszk faunával	világosszürke felsőpannóniai agyag	barna erdőtalaj
22.	Udvari	60	—	erősen kevert homokos agyag, törmelékes, mészkonkreációs	sárgásszürke felsőpannóniai agyag	löss
23.	Hőgyész	—	4—12	közép- és finom szemű, szürkéssárga folyóvízi homok	vörösgyag	löss
24.	Hőgyész	50	50	közép- és finom szemű, szürkéssárga folyóvízi homok	vörösgyag	erodált felszín
25.	Dúzs	—	25	szürkéssárga, gyengén murvás folyóvízi homok	nincs feltárva	barna erdőtalaj
26.	Kurd	—	28	közép szemű, sárgásszürke folyóvízi homok	nincs feltárva	löss
27.	Döbrököz	46	—	finom- és közép szemű folyóvízi homok, molluszk faunával	szürke pannóniai homok	barna erdőtalaj
28.	Döbrököz	—	50	sárgásszürke, apró- és közép szemű folyóvízi homok	vörösgyag	erodált felszín
29.	Dombóvár	31,41	—	közép- és durva szemű, iszapos folyóvízi homok	világosbarna felsőpannóniai agyag	lössös homok
30.	Kisdorog	—	5,3	finom szemű, szürke folyóvízi homok	vörösgyag	löss



3. táblázat folytatása

Sor- szám	Mintavételi hely	Vastagság, m		A folyóvízi homok jellege	A folyóvízi homok fektése	A folyóvízi homok fedőrétege
		fúrásban	feltárásban			
31.	Szakadát	27,5	—	apró- és finomszemű homok, agyagos homok, homokos agyag	nincs feltárva	lössz
32.	Sárszentlőrinc (Alsórácegrespuszta)	35	—	aprószemű, sárgásszürke folyóvízi homok, kvarckavicssal, homokos agyagréteggel	nincs feltárva	lössz
33.	Sárszentlőrinc (Alsórácegrespuszta)	135,6	—	szürke, osztályozatlan apró- és középszemű homok, apró kvarckavicssal, agyagos-izsapos közbetelepüléssel, gazdag moluszka faunával	nincs feltárva	erodált felszín
34.	Sárszentlőrinc	39,2	—	szürke, sárgásszürke aprókavicsos homokos agyag, agyagos homok	nincs feltárva	lösszös homok
35.	Pálfa	20,3	—	szürke, izsapos, kavicsos homok, homokos kavics	nincs feltárva	erodált felszín
36.	Csikóstóttós	28	—	homok, kavicsos homok (édesvízi mészkő- és homokkő kavics), agyagos homok	szürke pannóniai agyag	erodált felszín
37.	Csikóstóttós	50,10	—	apró- és durvakavicsos homok (1—8 cm Ø-jű kvarc-, édesvízi mészkő-kavics), agyagos homok	felsőpannóniai agyag gazdag faunával	lösszös homok
38.	Máza	93	—	erősen agyagos jellegű kavicsos, konkrétos homokos folyóvízi rétegsor	szürke agyagmárga	lössz

39.	Máza	145	—	kavicsos, agyagos homokos rétegsor (gránit, kvarc és mészkőkavics), agyagréteg betelepüléssel	nincs feltárva	lősz
40.	Aparhant	118,6	—	sárga, sárgásszürke aprószemű homok, agyagrétegekkel tagolva, gazdag mol-luszka fauna	nincs feltárva	réti talaj
41.	Aparhant	113	—	apró- és finomszemű folyóvízi homok, iszapos homok, agyagos homok, agyag	nincs feltárva	lősz
42.	Bonyhád	114	—	iszapos homok, aprószemű, meszes, laza homok, homokos agyag, agyagos homok, kavicsos agyag, mészkonkréciós rétegekkel (édesvízi mészkőkavicssal és tufa-anyaggal)	felsőpannóniai homokos agyag gazdag faunával	barna erdőtalaj
43.	Bonyhád	139	—	homok, homokos agyag, agyagos homok, kavicsrétegekkel és görgelékkövekkel	nincs feltárva	lősz
44.	Bonyhád	112,5	—	aprószemű folyóvízi homok, agyagos homok, homokos agyag, iszapos homok	felsőpannóniai homokos agyag	lősz
45.	Majos	82	—	iszapos homok, durva homok, homokos agyag, agyagos homok	nincs feltárva	barna erdőtalaj
46.	Nagymányok	91,9	—	sárga és rozsdavörös, aprószemű homok kavicsrétegekkel és kvarcitgörgetegekkel	felsőpannóniai homokos agyag faunával	lősz
47.	Váralja	212,6	—	világossárga, aprószemű középpleisztocén folyóvízi homok, közbetelepült agyagos homokkal és vastag vörösayagrétegekkel	szürke limnocardium töredékes homokos agyag	homokos lősz



A Mezőföldről leszaladó, dús hordalékú, alsószakasz jellegű vízfolyások a kéz ujjaihoz hasonlóan szétágazva kezdték meg a süllyedő Hegyhát és Völgyiség területének feltöltését. A dombság É-i részén a feltöltés kezdeti időszakában középszemű aprókavicsos-murvás folyóvízi homok, később finomszemű iszapos folyóvízi homok lerakódására került sor (3., 6., 9. ábra). A völgyégi medencében, amely a Hegyhátnak is üledékgyűjtő területe volt, már jóval változatosabb rétegsorú folyóvízi üledéksor rakódott le (10., 11., 35. ábra).

Ugyanis a közép- és finomszemű folyóvízi homokok mellett a Hegyhát területéről kierodált agyagos, homokos képződmények és a Mecsek É-i előteréből lehordott durva törmelékes kőzetek (kvarc- és mészkőkavicsok, gránittörmelékek, kvarc- és mészkőgörgelékkövek) is itt kerültek felhalmozódásra. Az akkumuláció lassú, folyamatos, de nagyon egyenletlen süllyedés közben történt. Ez a magyarázata annak, hogy területünkön a középpleisztocén folyóvízi homokok ma nagyon különböző vastagságban fordulnak elő. Ahol intenzívebben süllyedő árkok, medencék és régi völgyelések kitöltésére került sor, ott a középpleisztocén folyóvízi homokok vastagsága jelenlegi ismereteink szerint 30–150 m; ahol viszont kevésbé süllyedő területet töltöttek fel az alsószakasz jellegű vízfolyások, ott a folyóvízi üledékek a 4–5 m átlagos vastagságot nem haladják meg.

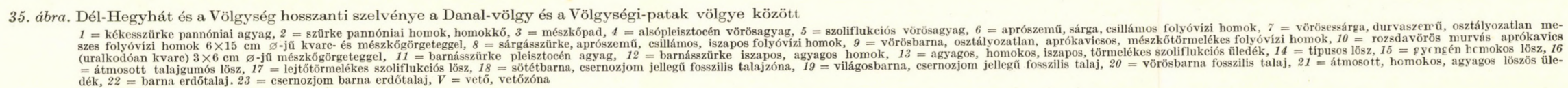
Az egyes területek süllyedésére, ill. feltöltődésére vonatkozóan jó tájékoztatást nyújt a középpleisztocén folyóvízi homok vastagsági adatait feltüntető 3. táblázat.

Az itt közölt adatokból kiderül, hogy az egyik legintenzívebben süllyedő terület a Kisszékelyi-medence (54. ábra) volt. A medencében mélyített fúrások a folyóvízi homokrétet nem ütötték át, úgyhogy a 150 m vastag folyóvízi homok nem tartalmazza a teljes középpleisztocén rétegsort. Hasonlóképpen a völgyégi süllyedék (35. ábra) is átlag 120–150 m vastag (Máza 145 m, Aparhant 118,6 m, Nagymányok 91,9 m, Bonyhád 139, 112,5 m, Váralja 212,6 m) folyóvízi feltöltésről tájékoztat; de ugyanilyen jelentékeny volt a Hegyhát K-i és Ny-i peremterületén kialakult árok Simon-tornya–Uzd (Simontornya 147 m, Alsórácegres-pusztá 135,6, Sárszentlőrinc 39 m), ill. Pincehely–Keszőhidegkút (Pincehely 85 m, Belecska 60 m, Keszőhidegkút 140 m) közti szakaszának a süllyedése és feltöltődése is. A durvább és finomabb szemű folyóvízi homokrétegek mindenütt denudált felszínre települnek, s feküjük leggyakrabban vörösiszap, pannóniai üledék vagy alsópleisztocén törmelékes anyag.

A folyóvízi homok lerakódásának idejét megfelelő bizonyítékok hiányában egészen pontosan meghatározni nem lehet. A homokrétegekbe zárt rengeteg molluszka-fauna (*Limnaea* sp., *Vallonia cuniensis* GRAD., *Vallonia costata* MÜLL., *Valvata piscinalis* MÜLL., *Bithynia operculum*, *Gyarulus Armiger crista* L., *Gyarulus albus* MÜLL., *Succinea oblonga* DRAP., *Sphærium rivicella* LAM., *Anisus planorbis* L., *Pisidium subtruncatum* MALM., *Punctum pygmaea* DRAP., *Clausilia* sp., *Anisus spirorbis* L., *Pupilla muscorum* L., *Euconulus falvus* MÜLL., *Pisidium* sp., *Vallonia pulchella* MÜLL., *Valvata* sp., *Succinea putris* L., *Pupilla muscorum* L., *Valvata pulchella* STUD., *Helix* sp., *Planorbis* sp., *Theodoxus* sp., *Theodoxus prevostianus* C. R., *Pisidium amnicum* MÜLL., *Lithoglyphus naticoides* FER., *Fagotia acicularis* FER.; BARTHA F. és SCHWÁB M. meghatározása; az Állami Földtani Intézet fúrásadatai) is csak a homok pleisztocén lerakódását igazolja, de közelebbi kortani meghatározását nem teszi lehetővé.

A homok lerakódásának időbeli rögzítéséhez megfelelő bizonyítékot csak a folyóvízi homok sztratigráfiai települése szolgáltat, melynek alapján meg-



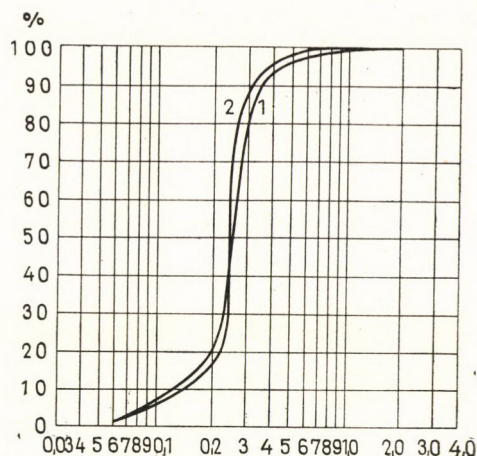


1 = kékeszürke pannóniai agyag, 2 = szürke pannóniai homok, homokkő, 3 = mészkőpad, 4 = alsópleisztocén vörösgyagy, 5 = szoliflukciós vörösgyagy, 6 = aprószemű, sárga, csillámos folyóvízi homok, 7 = vörössárga, durvaszemű, osztályozatlan mészfolyóvízi homok 6×15 cm Ø-ű kvarc- és mészkőgörgötteggel, 8 = sárgásszürke, aprószemű, csillámos, iszapos folyóvízi homok, 9 = vörösbarna, osztályozatlan, aprókavicsos, mészkőtörmelékcs folyóvízi homok, 10 = rozsdavörös murvás aprókavics (uralkodóan kvarc) 3×6 cm Ø-ű mészkőgörgötteggel, 11 = barnásszürke pleisztocén agyag, 12 = barnásszürke iszapos, agyagos homok, 13 = agyagos, homokos, iszapos, törmelékcs szoliflukciós üledék, 14 = típusos lösz, 15 = gyengén homokos lösz, 16 = átmosott talajgumós lösz, 17 = lejtőtörmelékcs szoliflukciós lösz, 18 = sötétbarna, csernozjom jellegű fosszilis talajzóna, 19 = világosbarna, csernozjom jellegű fosszilis talaj, 20 = vörösbarna fosszilis talaj, 21 = átmosott, homokos, agyagos löszös üledék, 22 = barna erdőtalaj, 23 = csernozjom barna erdőtalaj, V = vető, vetődőzóna

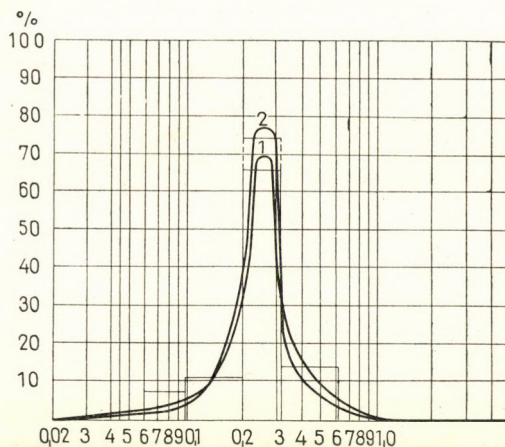




állapítható, hogy az alsóplesztocén vörösayag fedőjében és az utolsó jégkorszaki (würm) lösz fekéjében települt folyóvízi homok nagyobb része a középleisztocén folyamán halmozódott fel.



36. ábra. A hegyháti (hordalékkúp alsó szintje) és dél-mezőföldi homokok szemcseösszetételi görbéi  
1 = Dél-Mezőföld, 2 = Hegyhát (a kumulatív görbék 10–10 elemzett homokminta középértékei alapján készültek)

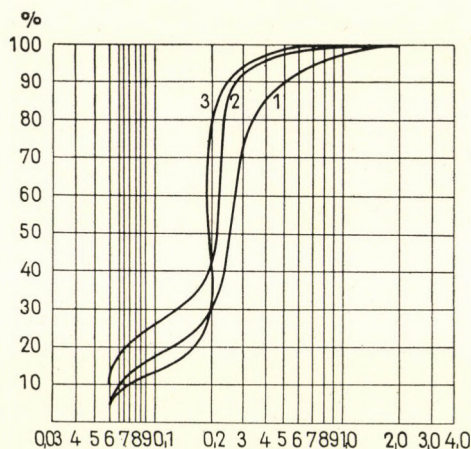


37. ábra. A hegyháti (hordalékkúp alsó szintje) és dél-mezőföldi homokok szemeloszlási görbéi  
1 = Dél-Mezőföld, 2 = Hegyhát (a görbék 10–10 elemzett homokminta középértékei alapján készültek)

A homok származásának tisztázása érdekében a Hegyhát és a szomszédos dombvidékek területéről begyűjtött minták alapján összehasonlító szemszerkezeti vizsgálatokat végeztünk. A szemcseösszetételi és szemeloszlási görbék (36., 37., 38., 39. ábra) a Hegyhát és a Mezőföld homokjainak azonos származását igazolják. A szemszerkezeti

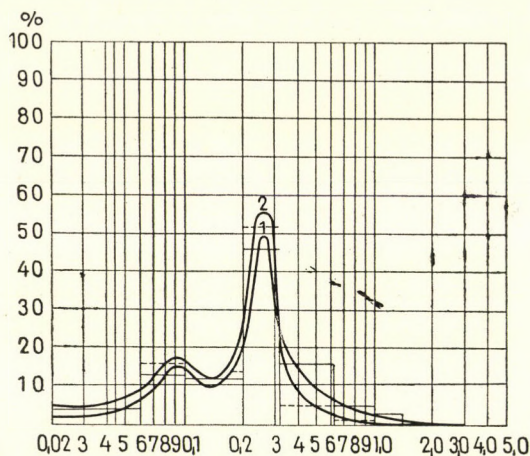


vizsgálatok szerint a Hegyhát folyóvízi homokját részben a Mezőföld Sió—Sárvíz közti területének vízfolyásai, részben pedig az Ős-Sárvíz rakta le, olyképpen, hogy a hordalékkúp alsó részében főleg a Sárvíz által szállított homok van, míg a hordalékkúp felső szintjében nyugat-mezőföldi vízfolyások által szállított homok települ.



38. ábra. A hegyháti (hordalékkúp felső szintje) és nyugat-mezőföldi homokok szemcseösszetételi görbéi

1 = Nyugat-Mezőföld, 2–3 = Hegyhát (a kumulatív görbék 12–8 elemzett homokminta középértékei alapján készültek)



39. ábra. A hegyháti (hordalékkúp felső szintje) és nyugat-mezőföldi homokok szemeloszlási görbéi

1 = Nyugat-Mezőföld, 2 = Hegyhát (a görbék 12–8 elemzett homokminta középértékei alapján készültek)

A nyugat-mezőföldi vízfolyások és az Ős-Sárvíz homokos-iszapos hordalékaik lerakásával a Tolnai-dombság területén tulajdonképpen egy nagy-kiterjedésű *lapos hordalékkúpot* építettek. A hordalékkúp kialakulása valószínűleg már a mindel jégkorszak elején megkezdődött, s amint azt a szerkezeti vizsgálatok igazolják, a fentebb jelzett süllyedéseket főleg a dél-



mezőföldi hordalékkúpját is építő Ős-Sárvíz (36., 37. ábra) töltötte ki (főleg a hordalékkúp alsó szintje), míg a hordalékkúp felső, finomhomokos, iszapos szintjét a nyugat-mezőföldi vízfolyások (38., 39. ábra) rakták le.

A Tolnai-dombság nagykiterjedésű hordalékkúpja kialakulása idején, a középpleisztocénban még szorosan összefüggött a dél-mezőföldi és a nyugat-mezőföldi hordalékkúpokkal, s azoktól csak a Hegyhát—Völgyesség kiemelkedése, valamint a Kapos és a Sió—Kapos—Sárvíz völgye kialakulása után, az újpleisztocénban különült el.

Hogy a nagykiterjedésű hordalékkúp építése mikor fejeződött be, azt megfelelő bizonyítékok hiányában pontosan megállapítani nem lehet, de a Hegyhát és a Völgyesség területén helyenként kifejlődött würm jégkorszakinál idősebb löszök arra engednek következtetni, hogy területünkön a riss jégkorszak második felében a hordalékkúp építése nagyjából már befejeződött, s a terület egyes részein a riss jégkorszak végén már a löszképződés jutott uralomra.

Ezt a megállapításunkat a hordalékkúp fedőjében sok helyen felismert változó karakterű agyagos jellegű löszök és jellegzetes lösz-szerkezetüket elveszített, szürkéssárga árnyalatú, erősen homokos kifejlődésű (würm jégkorszakinál minden bizonnyal idősebb) átmosott löszös üledékek látszanak igazolni. Emellett szól az a tény is, hogy a hordalékkúp és a fedőjébe települt újpleisztocén lösz közt számos helyen jelentős eróziós diszkordancia ismerhető fel. Ez arra enged következtetni, hogy a hordalékkúp kialakulása és az újpleisztocén lösz képződése közti időben a Tolnai-dombság területén újabb denudációs időszak volt, melynek következményeként a hordalékkúp helyenként kivékonyodott.

Ezt az újabb lepusztulást egyéb okok mellett valószínűleg a Tolnai-dombságnak már a riss jégkorszak végén megkezdődött lassú emelkedése váltotta ki. Az erózió helyenként a felsőpannóniai rétegekig hatolt, s a kierodált hordalékanyag nagy részét a völgyességi süllyedékterületen halmozta fel, amely még az újpleisztocén elején is a Hegyhát üledékgyűjtő medencéje volt. Ekkor kerülhettek áttelepítésre a típusos és homokos kifejlődésű újpleisztocén löszök feküjében települt átmosott löszös üledékek is (35. ábra).

b) Említettük, hogy a középpleisztocén elején a Hegyhát—Völgyesség süllyedése azzal a következménnyel járt, hogy a Szekszárdi-dombvidékkel való hidrográfiai kapcsolata megszakadt, az utóbbi területén folyóvízi akkumulációra egyáltalán nem került sor, s a két területet a középpleisztocén folyamán egymástól eltérő fejlődéstörténeti viszonyok jellemezték.

A mondottakat a két területet felépítő üledékek rétegtani különbözősége igazolja. Míg a Hegyhát és a Völgyesség területén a középpleisztocén folyamán 10—150 m vastag folyóvízi üledék halmozódott fel, addig a Szekszárdi-dombvidéken a folyóvízi üledékeknek a legkisebb nyomát sem találjuk.

A Szekszárdi-dombvidéken az alsópleisztocén fosszilis vörösayag denuált felszínére a terület nagy részén újpleisztocén lösz települ, s ahol a vörösayag teljesen lepusztult, ott a fiatal lösz közvetlenül az erodált pannóniai felszínen halmozódott fel (5. ábra).

A kérdés most már az, hogy a vörösayag-takaró erodálása után a középpleisztocénban milyen földtörténeti folyamatok jellemezték a Tolnai-dombság DK-i részének (Szekszárdi-dombvidék) fejlődéstörténetét? A válasz egyértelmű: vizsgálataink szerint a középpleisztocén folyamán a Szekszárdi-



*dombvidék kiemelkedése, feldarabolódása és lepusztulása volt már folyamatban.* Az alsópleisztocén fosszilis vörösayag és a fedőjébe települt utolsó jégkorszaki lösz között fennálló *réteghidny* (csak foltokban fordul elő utolsó jégkorszakinál idősebb lösz) részben üledékképződési hiátussal, részben pedig tartós lepusztulással magyarázható. Az *eróziós-denudációs tevékenység* és a *periglaciális szoliflukció* tehát az emelkedő dombvidék területén a középleisztocén folyamán is folytatódott, s a helyenként érvényesült löszképződés mellett dombvidékünk nagy része pusztuló felszín volt.

A felhalmozott üledékek jellege is világosan tükrözi, hogy ebben az időszakban is az alternatív denudáció (erózió és periglaciális szoliflukció) volt a jellegzetes lepusztulási folyamat. A tömegesen fellelhető, *szoliflukciósan áttelepített* vörösayag előfordulások (2. táblázat) azonban azt sejtetik, hogy a glaciálisok hideg nedves szakaszaiban a lejtőletaroló, anyagáttelapító periglaciális szoliflukciós folyamatoknak sokkal tevékenyebb felszíninformáló szerepük volt, mint korábban. A dombság területén helyenként fellelhető würm jégkorszakinál idősebb löszök is részben szoliflukciós úton, részben pedig átmosással kerültek felhalmozódásra.

A dombvidék felszínének lepusztulási folyamatát a középleisztocénban a *szerkezeti mozgások* is nagyon jelentékenyen befolyásolták, mert a féloldalasan kiemelkedő pannóniai üledékekkel borított nagy rögöt különböző irányú vetődések mentén mikrotektonikusan is feldarabolták, s megváltoztatták a domborzat reliefenergiáját és lefolyásviszonyait. Ezzel természetesen újabb területek kerültek az alternatív denudáció hatáskörébe.

A középleisztocén szerkezeti mozgásoknak igen nagy felszíninformáló szerepük volt, következményükként a domborzat morfológiai arculata is jelentős mértékben módosult. A szerkezeti mozgások elsősorban a *dombvidék fővölgyeinek* és egyben *jelenkori vízhálózatának* kialakulására voltak döntő befolyással. A dombvidéket szabálytalan rögökre tagoló, különböző irányú vetődések mentén kialakult fővölgyek a rájuk többnyire merőlegesen nyíló ÉÉNy—DDK-i irányú, jórészt már elsorvadt régi völgyeket részben derékba törték, részben pedig a régi völgyek egyes szakaszait maguk felé fordították, s ezzel a dombvidék korábbi lefolyásviszonyait jelentős mértékben megváltoztatták.

A dombvidék belső területét feldaraboló és a jelenkori vízfolyások fővölgyeit kialakító szerkezeti mozgások ideje egészen pontosan nem állapítható meg, mert a középleisztocén üledékek hiányában a vetődések kora csak tágabb időközbe rögzíthető.

Megfigyeléseink és méréseink szerint helyenként csak a denudált pannóniai felszín (Parászta-, Bartina-, Alsónánai-, Szálkai-völgy), helyenként viszont a lepusztulásból kimaradt vörösayag is el van vetődve (Csatári-, Tóth-, Bartina-völgy), de a vetődések az idősebb üledékek fedőjébe települt fiatalabb lösz nem érintik, *ami arra utal, hogy a dombság belsejének feldarabolódása a vörösayag lepusztulása után és az újpleisztocén löszképződés előtt történt.* Ezt igazolja a területünkön felhalmozódott löszök településhelyzete is. A völgyoldalakon települt löszök vörösbarna fosszilis talajainak a völgytalpak felé való hajlása (15. ábra) a dombvidék löszképződés előtti feldarabolódására és a szerkezeti vonalak mentén kialakult fővölgyek utólagos ellőszősödésére utal.

*A Szekszárdi-dombvidék tehát a Hegyhát—Völgyiség hordalékkúpjának képződése idején, a középleisztocén második felében már magasabbra emelt és jelentékenyen összetöredezett terület volt, s felszíne az utolsó jégkorszaki löszképződésig az alternatív lepusztulás hatáskörébe tartozott.*



## 5. Újpleisztocén fejlődésszakasz

A Tolnai-dombság morfológiai arculatának kialakításában a folyóvízi eróziós és akkumulációs folyamatok mellett az *utolsó jégkorszaki löszképződésnek, az újpleisztocén szerkezeti mozgásoknak, a lejtőleomosásnak és a periglaciális lejtőletaroló, anyagáttelepítő szoliflukciós folyamatoknak* volt a legszámottevőbb szerepük. E felszínalakító folyamatok összmunkája és kölcsönös hatása eredményeként alakult ki a dombsági táj jelenlegi domborzata.

a) Az eróziós-denudációs és periglaciális szoliflukciós tevékenységet a Hegyhát—Völgység hordalékkúppal borított felszínén és a Szekszárdi-dombvidék lepusztulás alatt álló kiemelkedett területén az utolsó jégkorszakban *löszképződés* váltotta fel, s az újpleisztocén folyamán 20—50 m vastag lösztakaró (15., 35. ábra) képződött.

A löszképződéssel egyidejűleg bekövetkezett döntő változás elsősorban a Tolnai-dombság É-i és D-i területét érintette.

A Hegyhátban és a Völgységben a függőleges irányú kéregmozgások már az újpleisztocén elején intenzíven hatottak, s területe a szomszédos Dél-Mezőföldnél és Nyugat-Mezőföldnél már ekkor magasabbra emelkedett, ami azzal a következménnyel járt, hogy az É felől leszaladó vízfolyások fokozatosan elsorvadtak, megszűntek, s az ÉÉNy—DDK-i irányú szerkezeti vonalakat követő eróziós völgyek is kitöltődtek. A lassú emelkedés és a folyamatban levő löszképződés a *hordalékkúpos táj felszínalakítási jellegét* jelentősen megváltoztatta, de a terület morfológiai jellege a mai napig így is nagymértékben különbözött. Nem volt még meg a Hegyhát—Völgység Kaposa, Siója és Sió—Kapos—Sárvíz völgye, hanem csak *vékonyabb-vastagabb lösztakaróval borított, gyengén tagolt nagy kiterjedésű halomvidékként* különült el a szomszédos területektől. Már az egész Hegyhátat—Völgységet utolsó jégkorszaki lösz borította, amikor területét intenzív szerkezeti mozgások érték.

A *lösszel fedett hordalékkúpos pannóniai táblásvidéket az ÉÉNy—DK-i, NyÉNy—KDK-i, K—Ny-i és ÉK—DNy-i irányban elrendeződött vetődések sorozata táblarögökre és rögökre bontotta fel, s velük együtt a fiatal lösztakarót is erősen összetördelte.* A gyengén tagolt, többé-kevésbé egységes felszínnek aprólékos feldarabolódása a terület intenzív kiemelkedése közben történt.

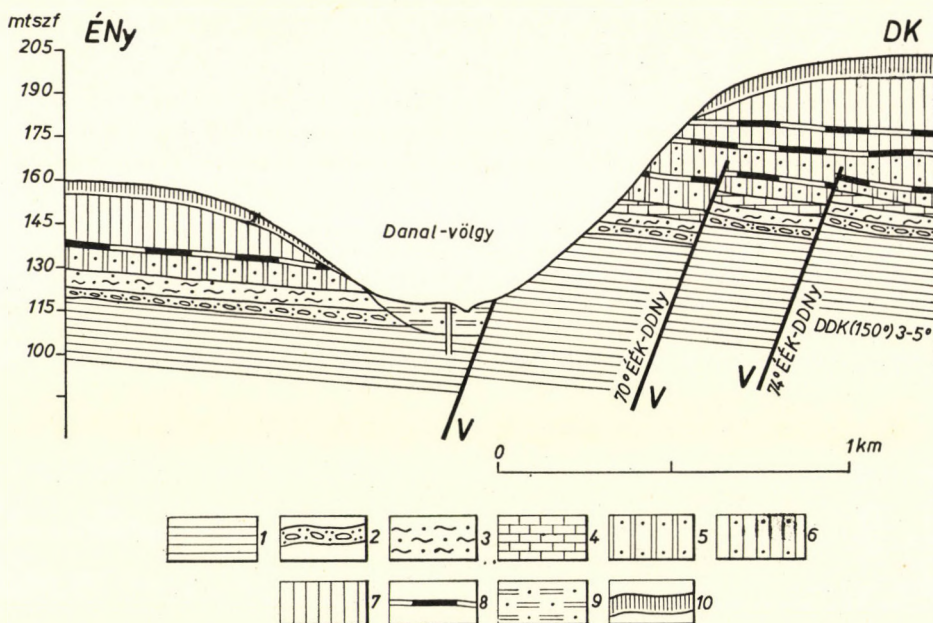
A fiatal szerkezeti mozgásoknak igen nagy felszínformáló jelentőségük volt, következményükként a felszín domborzata is jelentős mértékben módosult. A fiatal vetődések azonban nemcsak a Hegyhát—Völgység szerkezeti-morfológiai jellegét határozták meg, hanem a *dombsági táj fő völgyeinek kialakulására és újpleisztocén előtti hidrográfiai hálózatának megváltoztatására is döntő befolyással voltak.*

A Hegyhát és Völgység vízhálózata ugyanis eredetileg az ÉÉNy—DDK-i irányú újpleisztocén szerkezeti vonalak mentén fejlődött ki. Még a hordalékkúpot építő középleisztocén vízfolyások is ebben az irányban folytak le. A táblarögöket kialakító ÉNy—DK-i, NyÉNy—KDK-i, K—Ny-i és ÉK—DNy-i irányú újpleisztocén vetősíkokban kialakult fővölgyek a rájuk hegycsúcsokban nyíló ÉÉNy—DDK-i irányú régi völgyeket derékba törték, s ezzel a terület korábbi lefolyásviszonyait jelentős mértékben megváltoztatták.

A fiatal újpleisztocén szerkezeti mozgások a Tolnai-dombság DK-i térségében, a Szekszárdi-dombvidék területén is intenzíven hatottak, de itt nem a



nagyformák kialakításában játszottak közre, hanem a középpleisztocén folyamán már rögökre darabolt, löszborította dombvidék kiemelkedésében és mikro-tektonikus feldarabolásában volt tevékeny felszínformáló szerepük. A fiatal mozgásokról a Tolnai-dombság egész területén a löszben felismert vetődések sűrű hálózata tanúskodik (40., 41., 42., 43., 44. ábra).



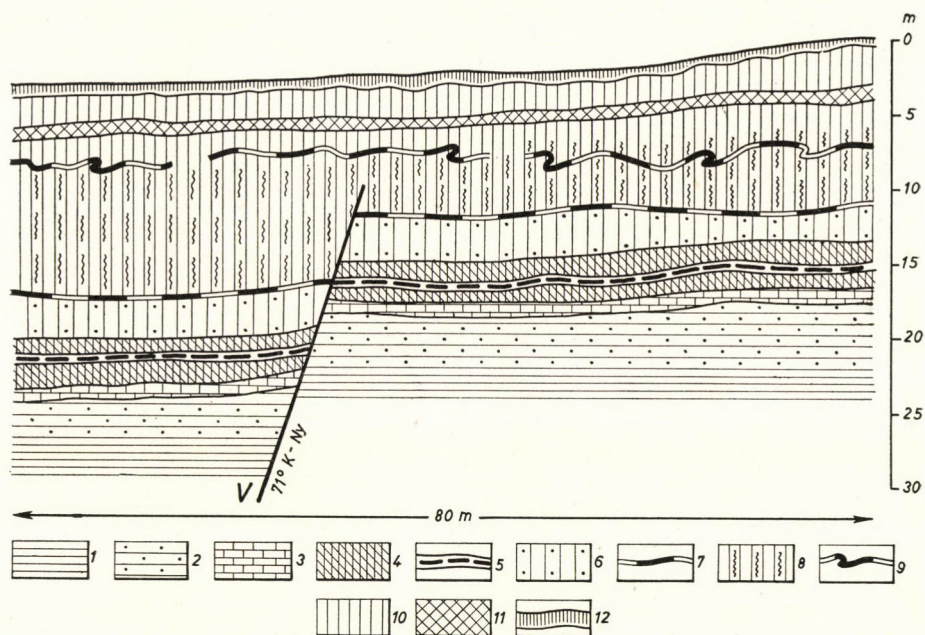
40. ábra. A Danal-völgy keresztmetszeti szelvénye Alsópél—Szabaton-pusztá között  
1 = szürke pannóniai agyag, 2 = törmeléken, konkréciós szoliflukciós szint, 3 = iszapos, agyagos szoliflukciós üledék, 4 = fehéresszürke mészmárga, 5 = átmosott agyagos jellegű lösz, 6 = barnás-sárga árnyalatú homokos lösz, 7 = fakósárga típusos lösz, 8 = vörösbarna fosszilis talajzóna, 9 = átmosott agyagos löszös üledék, 10 = mészlepedékes csernozjom, V = vető, vetőzóna

A Hegyhát—Völgytség táblarögeit kialakító és a Szekszárdi-dombvidék vastag lösz-takaróját összetördelő fiatal szerkezeti mozgások újpleisztocén kora kitűnően igazolható. A denudált pannóniai felszínre vagy a fosszilis vörösgyag, ill. a hordalék-kúp felszínére általában két fosszilis talajjal tagolt újpleisztocén lösz települ. Három talajzónás lösz csak kevés helyen fejlődött ki. Legjellegzetesebb feltárásai a Hegyhát Kapos-völgyi pereméről, a Danal-völgy, a Parászta-völgy és Felsőhidas-völgy jobb oldali aszimmetrikus lejtőiről, valamint a Csatári-völgy baloldali pereméről ismertek.

A Danal-völgy jobb oldali peremén és a Csatári-völgy baloldali lejtőjén a 40. ábra tanúsága szerint három fosszilis talajjal tagolt lösz van elvetődve. A szerkezeti mozgások ideje itt pontosan megállapítható, mert a vetődések csak a legalsó fosszilis talajt s a fedőjébe települt lösz alsó szintjét érték, a két felső fosszilis talaj mindkét helyen zavartalan vízszintes településben fekszik.

Nagyjából hasonló következtetésre vezetnek a többi fővölgyben kiértékelt vetődések is, ahol csak két fosszilis talaj tagolja a fiatal lösz (Felsőhidas-patak völgye, Alsóhidas-patak völgye, Miszlai-, Nagyvejkei-, Kisvejkei-, Teveli-, Bartina-völgy, Parászta-völgy baloldali mellékvölgyei).





41. ábra. Vetődés utolsó jégkorszaki két fosszilis talajzónával tagolt löszben (kölesdi Öreg-hegy)

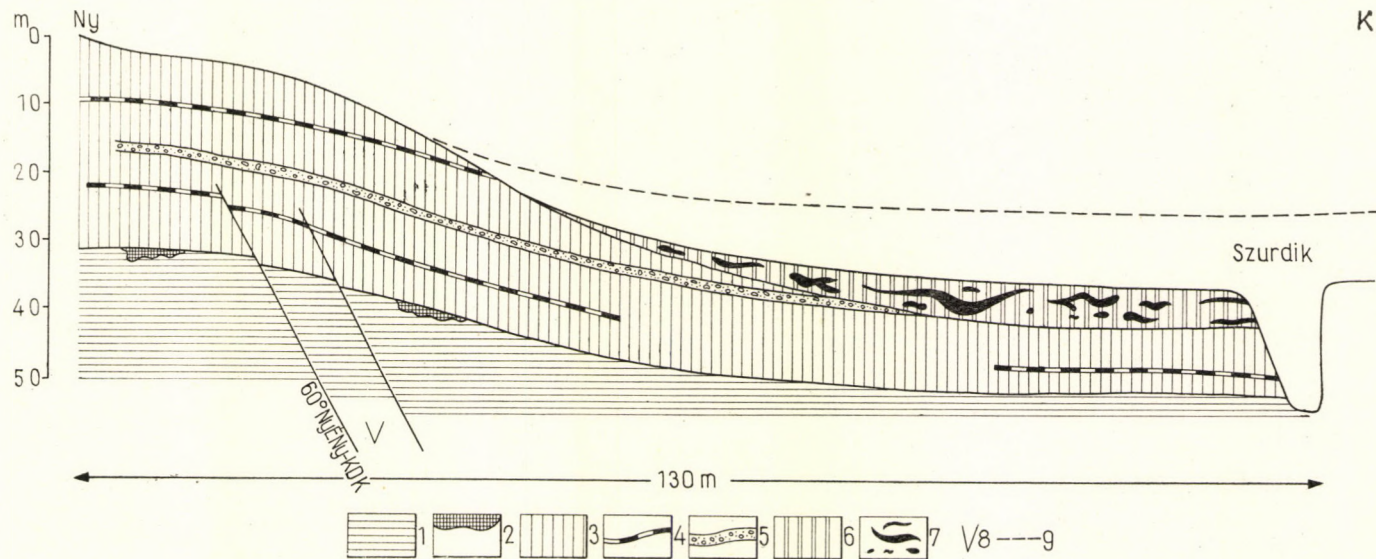
1 = szürke pannóniai agyag, 2 = durvaszemű pannóniai homok, homokkő, 3 = szürkésfehér mészkőpad, 4 = alsópleisztocén vörösayag, 5 = mészmárga, 6 = szürkésárga homokos lösz, 7 = vörösbarna fosszilis talajzóna, 8 = szoliflukciós lösz, 9 = szoliflukciós fosszilis talajzóna, 10 = fakósárga típusos lösz, 11 = halványbarna, csernozjom típusú fosszilis talaj, 12 = mészlepedékes csernozjom, V = vető, vetőzóna

A szerkezeti mozgások ideje az említett völgyekben is pontosan rögzíthető, mert amint a 41. és 42. ábrák híven tükrözik, a vetődés csak az alsó talajzónát s a fedőjébe települt vastag lösz alsó, 1 m-es szintjét érte. A legfelső fosszilis talaj mindenütt eredeti vízszintes településében maradt, a fiatal mozgások nem érintették. A Bartina-völgy baloldali mellékvölgyeiben (Szücsém- és Benedek-szurdik), a Palánki-hegy K-i lejtőjén és Dél-Hegyhát területén számos helyen egy fosszilis talajjal tagolt lösz van elvetődve. Egyes helyeken konkréciós szintek is jelzik a vetődést (43., 44. ábra).

A Tolnai-dombság egy, ill. két fosszilis talajjal tagolt lösze utolsó jégkorszaki képződmény. A három talajzónás lösz alsó szintje würm jégkorszakinál ugyan lehet már idősebb is, de legalsó fosszilis talajának elvetődése már feltétlenül utolsó jégkorszaki mozgásokra utal.

Ilyen megfontolások alapján a Hegyhát – Völgyeség táblarögeit feldaraboló és a Szekszárdi-dombság lösztakaróját összetöredező fiatal szerkezeti mozgások az utolsó jégkorszak folyamán következtek be. Minthogy a két, ill. három fosszilis talajjal tagolt löszök legfelső talajai sehol sincsenek elvetődve, bizonyosra vehető, hogy az újpleisztocén szerkezeti mozgások legerősebb intenzitása a legfelső talajszint kialakulása előtt, a würm I elejétől a würm II végéig tartó időszakban volt.

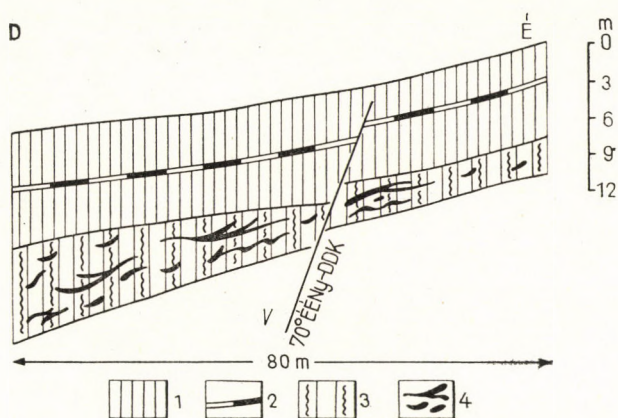




42. ábra. Szurdikkal felnyílt derázios völgy jobboldali lejtőjének keresztmetszeti szelvénye (Parászta baloldali mellékvölgye)

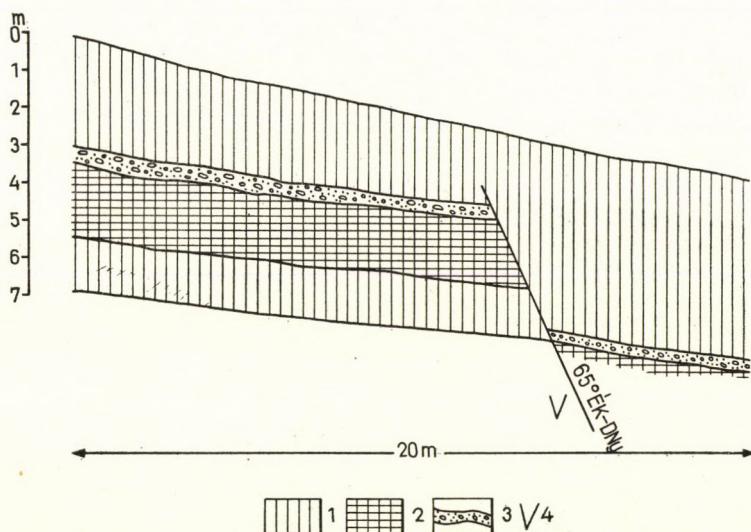
1 = pannóniai agyag, 2 = szolifluidált alsópleisztocén vörösgyag-maradvány, 3 = típusos lösz, 4 = vörösbarna fosszilis talajzóna, 5 = áttelepített, törmelékes, homokos, konkreciós réteg, 6 = lejtőtörmelékes, szoliflukciós lösz, 7 = szolifluidált vörösbarna talajzóna, 8 = vető, vetőzóna, 9 = a derázios völgy szoliflukciós lösszel való kitöltődésének pleisztocén végi szintje





43. ábra. Vetődés egy fosszilis talajzónával tagolt löszben a Szekszárdi-dombvidéken (Szücsém-szurdik)

1 = fakósárga típusos lösz, 2 = vörösbarna fosszilis talajzóna, 3 = szoliflukciós lösz, 4 = szoliflukciós vörösbarna fosszilis talajzóna, V = vető, vetőzóna



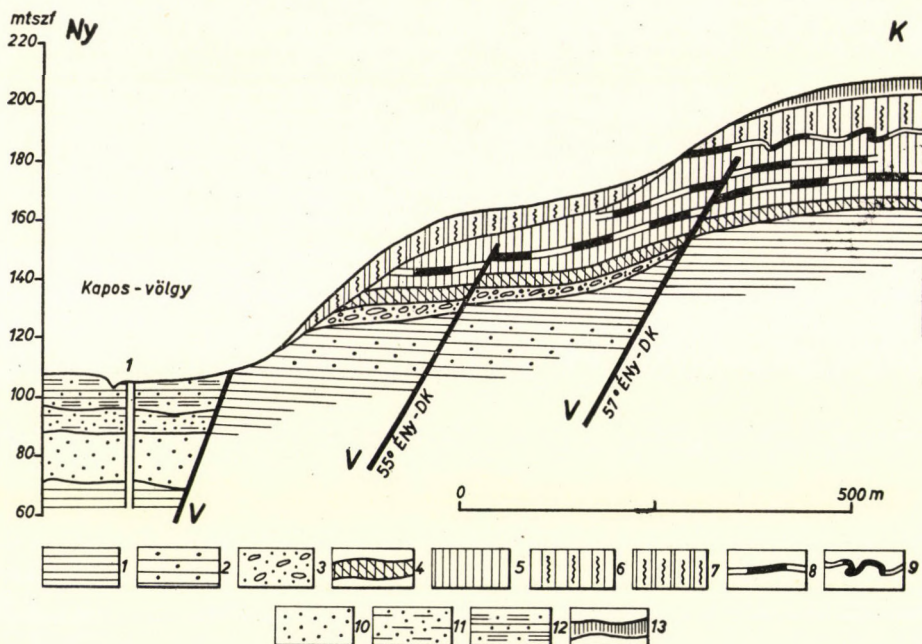
44. ábra. Vetődés a Palánki-hegy utolsó jégkorszaki löszében (a vetődés a szoliflukciósan áttelepített, würm végi fosszilis talajt, az összemosott konkreciós réteget és a fedőjébe települt löszt érte)

1 = típusos fakósárga lösz, 2 = szoliflukciósan áttelepített vörösbarna fosszilis talajzóna, 3 = konkreciós réteg, 4 = vető, vetőzóna

Morfológiai megfigyeléseink és bizonyítékaink szerint a Tolnai-dombság belső területeinek kiemelkedésével és feldarabolódásával nagyjából egyidejűleg következett be a *peremi területek lépcsős levetődése* és a szomszédos mezőföldi és Somogyi-dombságoktól, valamint a Sárköztől való elkülönülése is. Tulajdonképpen ekkor különült el egymástól a Tolnai-dombság három kistája is.



A peremi területek lépcsős levetődése párhuzamos vetősíkok mentén történt, s általában két, ill. három *töréslépcsőbe* süllyedt le (2. kép).



45. ábra. A Kapos-völgy jobb partjának földtani szelvénye Pincehelynél

1 = kékgesszürke pannóniai agyag, 2 = világosszürke pannóniai homok, 3 = pannóniai agyagból származó konkréciós törmelékes zóna, 4 = alsópleisztocén vörösagyag, 5 = fakósárga típusos lösz, 6 = szoliflukciósan áttelepített, mészfeldúsulásos szemetes lösz, 7 = szoliflukcióval és lejtőletemosással áttelepített lejtőtörmelékes lösz, 8 = vörösbarna fosszilis talajzóna, 9 = szoliflukciósan begyűrt vörösbarna fosszilis talajzóna, 10 = szürke, aprószemű folyóvízi homok, 11 = iszapos folyóvízi homok, 12 = átmosott, lejtőtörmelékkel kevert homokos, agyagos, löszös üledék, 13 = mészlepedékes csernozjom, V = vető, vetőzóna

Ezt a Hegyhát és a Szekszárdi-dombvidék É-i, Ny-i, K-i peremén kialakult vetődések egész sorozata igazolja. A töréslépcsők széles platóit egy, kettő, ill. három fosszilis talajjal tagolt lösz borítja. A lösz fekéje helyenként fosszilis vörösagyag, helyenként pedig denudált pannóniai felszín. De van olyan szakasz is, ahol a lösz középpleisztocén folyóvízi homokra települ. Ahol a szoliflukció a fosszilis talajzónát nem rombolta el, ott a vetődés kortanilag rögzíthető.

A legjobban kiértékelhető vetődések a Hegyhát pincehelyi szakaszán fordulnak elő. Itt a Mándi-tanya közelében levő eróziós szakadékvölgy három fosszilis talajjal tagolt fiatal löszet tár fel. A szakadékvölgyben a két legalsó fosszilis talaj a fekvő pannóniai agyaggal és vörösagyaggal együtt többszörösen el van vetődve (45. ábra), míg a legfelső talajzóna a Kapos-völgy felé lejtve kiemelkedik, de vetődések nem zavarják.

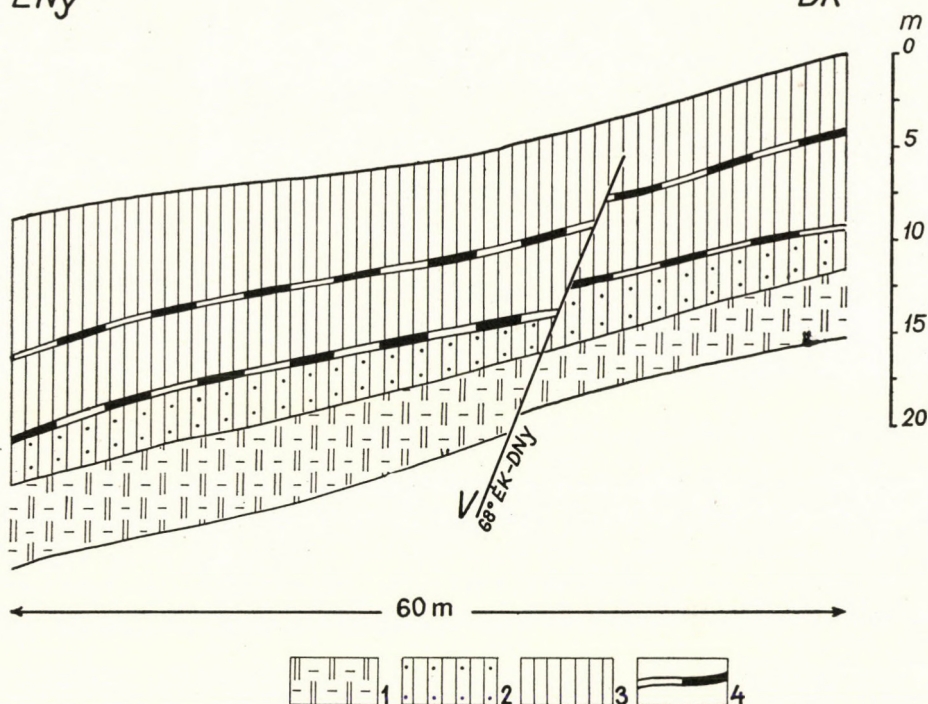
Az utolsó jégkorszaki löszben és a lösz fekéjében felismert vetődések itt arra utalnak, hogy a *Hegyhát peremének lépcsős levetődése a legfelső fosszilis talaj kialakulása előtt* (talán a würm II eljegesedés idején) következett be.

Hasonló adatokat szolgáltatnak a tolnanémedi (Hideg-völgy), a döbröközi (Öreg-hegy), csibráki és kölesdi peremi feltárások is. Tolnanémedi



ÉNy

DK



46. ábra. Vetődés két fosszilis talajzónával megosztott löszben Tolnanémedi határában

1 = szürkésbarna árnyalatú átmosott talajszemcsés lösz, 2 = homokos lösz, 3 = fakósárga típusos lösz, 4 = vörösbarna fosszilis talajzóna,  $v$  = vető, vetőzóna

határában és Csibráknál a két fosszilis talajjal tagolt lösz mindkét talaja elvetődött (46. ábra), Döbrököznél és Kölesdnél viszont csak a legalsó talajzóna (47. ábra).

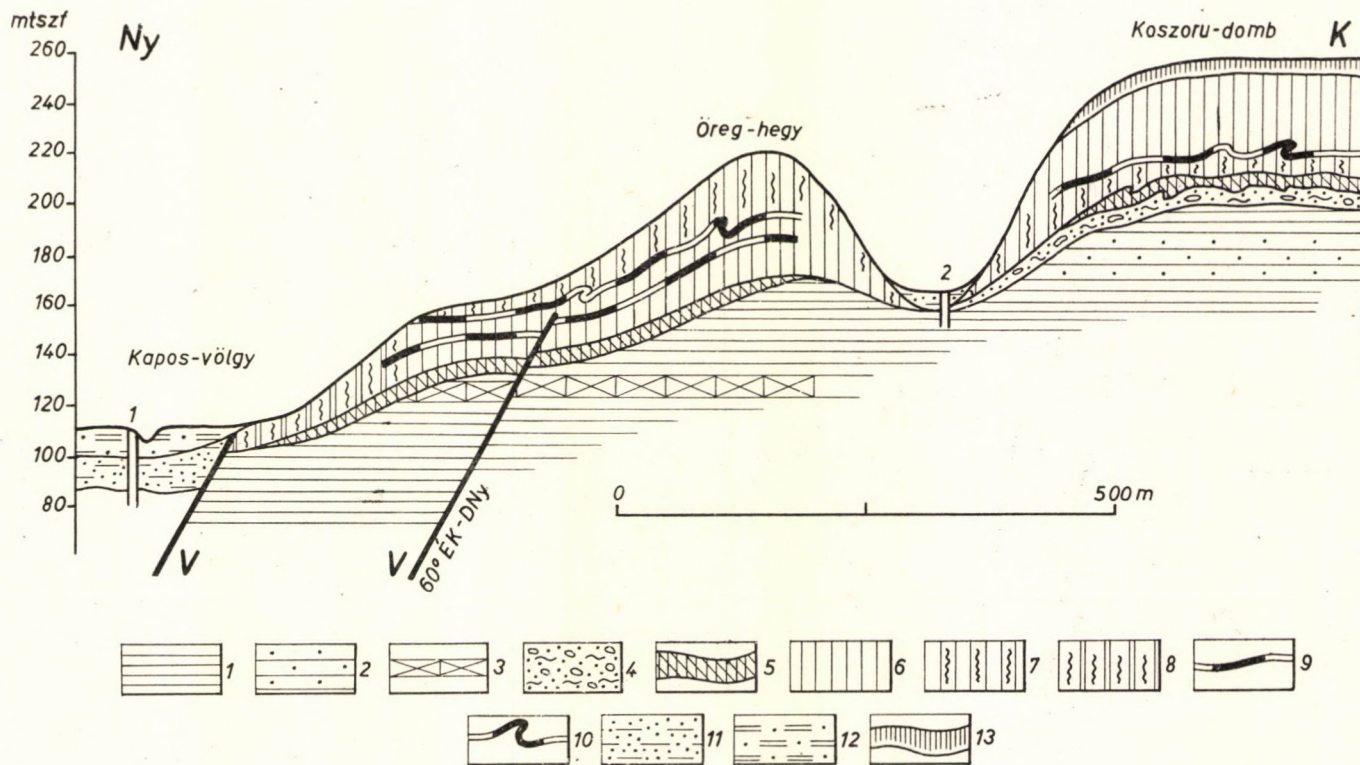
Ugyanakkor a Szekszárdi-dombvidék K-i töréslépcsős peremén számos feltárás tanúsága szerint mind az egy, mind pedig a két fosszilis talajjal tagolt lösz elvetődött (3. kép), ami határozottan arra enged következtetni, hogy a Tolnai-dombság K-i és Ny-i peremének lépcsős lesüllyedése a legnagyobb intenzitással a würm II és würm III időszakban történt.

A töréslépcsős peremek kialakulása természetesen nemcsak a vetődések által jelzett időben ment végbe, hanem az újpleisztocénban végig folyamatban volt, s velük kapcsolatosan és egyidejűleg történt a Kapos, a Sió–Kapos–Sárvíz völgye és a Sárköz kialakulása is.

A most ismertetett vetődések elsősorban az újpleisztocén mozgások leg-erősebb intenzitásának az idejét jelzik.

A táblarögök és a töréslépcsők kialakulását okozó újpleisztocén szerkezeti mozgásfolyamatok a Tolnai-dombság területén helyenként ellenkező irányban hatottak, s az általános emelkedés mellett fiatal süllyedékek is





47. ábra. A Kapos-völgy jobboldali peremének földtani szelvénye Döbrököznél

1 = szürke, késszürke pannóniai agyag, 2 = szürke pannóniai homok, 3 = pannóniai homokkő, 4 = konkrécióval és törmelékkel kevert iszapos, agyagos, homokos szoliflukciós üledék, 5 = alsópleisztocén vörösagyag, helyenként szoliflukciósan begyűrve, 6 = fakósárga rétegzetlen típusos lösz, 7 = szoliflukciós lejtőtörmelékes lösz, 8 = lejtőleomással és szoliflukcióval áttelepített lösz, 9 = vörösbarna fosszilis talajzóna, 10 = szoliflukciósan begyűrűt, szétszaggatott vörösbarna fosszilis talaj, 11 = szürke-barnásszürke iszapos folyóvízi homok, 12 = átmosott homokos, agyagos, lejtőtörmelékes löszös üledék, 13 = barna erdőtalaj, V = vető, vetőzóna



keletkeztek. Ekkor nyerte el végleges formáját a tágas *Kisszékelyi-süllyedéktérület*, s ekkor alakult ki a *diósberényi*, *mucsi* és *kisvejkei völgymedence* is.

Ugyancsak ebben az időben kezdett kialakulni a *Kapos*, a *Danal* és a *Völgységi-patak* völgye, és került mai helyére, a Hegyhát K-i peremét szegélyező süllyedékek tengelyébe a *Sió—Kapos—Sárvíz* is.



3. kép. 5 m-es vetődés egy fosszilis vörösbarna talajjal megosztott utolsó jégkorszaki löszben a Palánki-hegy K-i peremén (Szekszárdi-dombvidék)

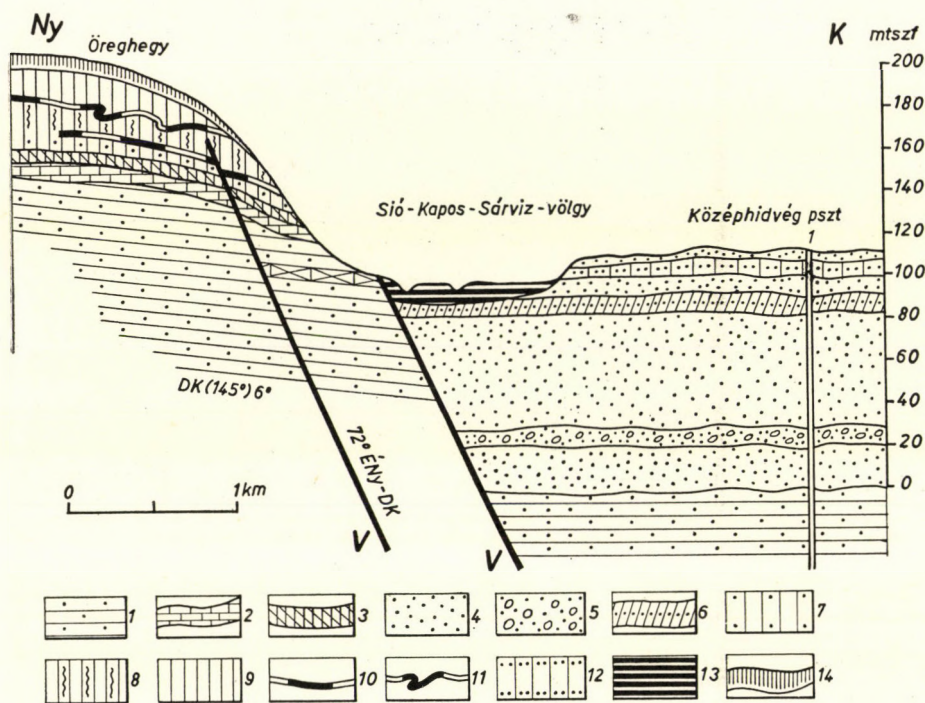
A völgyek fiatal kialakulását a Hegyhát Ny-i és K-i peremén, valamint a Szekszárdi-dombvidék É-i és Ny-i töréslépcsős felszínén felismert és fentebb leírt újpleisztocén vetődések kitűnően igazolják. SZABÓ PÁL Z.-nak (1957) a Kapos-völgy kialakulásidejére vonatkozó megállapítását az említett Kapos-peremi újpleisztocén vetődésekkel csak megerősíteni tudjuk. A Kapos-völgy kialakulása az ő megállapítása szerint is a *pleisztocén végén* és a *holocén folyamán* ment végbe.

A *Kapos völgye* Dombóvártól É-ra a Hegyhát Ny-i peremének lépcsős lesüllyedésével egyidejűleg keletkezett ÉÉNy—DDK-i, ÉÉK—DDNy-i, ÉK—DNy-i és É—D-i irányú árkos vetődésben alakult ki. Kialakulása kezdetén a Kaposnak azonban még nem volt egységes állandó lefolyása, mert a tektonikus árok az egymást keresztező vetődések mentén különböző mértékben süllyedt helyi jellegű árkok, medencék és vápák felfűződéséből alakult ki, s az egyenetlen süllyedés és feltöltődés következtében az egész árokrendszer rossz lefolyású, elmocsarasodott süllyedéktérületté alakult. Az árok süllyedése még az óholocénban is tartott [megfigyeléseink és BENDEFFY L. (1959) adatai szerint még ma is süllyed], s az erősebben süllyedő részeken tőzegképződésre is sor került. Felszínét még a történeti időkben is sások, nádasok borították, így tökéletes lefolyását csak az 1800-as évek elején megkezdett lecsapolási és csatornázási munkálatok elvégzése után nyerte el. A Kaposnak tehát pleisztocén teraszai nincse-



nek, mesterséges mederbe szorított vizét csak feltöltéssel keletkezett alluviális síkságok övezik.

A Kapos völgyéhez hasonló fejlődéstörténet jellemzi a Hegyhát K-i peremének lesüllyedésével egyidejűleg kialakult *Sárvíz-völgyet* (ma Sió—Kapos—Sárvíz völgy) is. A Sárvíz-völgy Simontornya—Sióagárd közti árkos süllyedéke, a Kapos-völgyhöz hasonlóan, szintén különböző irányú (ÉNy—DK-i és ÉK—DNy-i) vetősíkok mentén keletkezett helyi süllyedékek sorozatából alakult ki. MAROSI S.-nak (1959) a Sárvíz-völgy fejlődésmenetére adott magyarázatával részleteiben is egyetértünk, sőt a völgy kialakulásidejére vonatkozó megállapítását a Hegyhátban szerzett bizonyítékaink alapján újabb, pontos adatokkal tudjuk kiegészíteni. Ugyanis a Hegyhát Nv-i és K-i peremének az elvetődött fosszilis talajok alapján időben is jól rögzíthető lépcsős lesüllyedése (18. ábra) elfogadhatóan igazolja, hogy mind a Kapos, mind pedig a Sárvíz völgyét kialakító szerkezeti mozgások fő intenzitása az *első jégkorszak folyamán* volt; pontosabban a würm I és würm II jeges időszakban.



48. ábra. A Hegyhát K-i peremének földtani szelvénye Kölesdnél

1 = szürke, aprószemű pannóniai homok, 2 = mészmárga pad, 3 = alsópleisztocén vörösayag, helyenként szolifluidálva, 4 = szürke, durvaszemű folyóvízi homok, 5 = kavicsos folyóvízi homok, 6 = sárgásbarna homokos agyag, 7 = homokos lösz, 8 = szoliflukciós lösz, 9 = fakósárga típusos, rétegzetlen lösz, 10 = vörösbarna fosszilis talajzóna, 11 = szoliflukciósan gyütredezett fosszilis talajzóna, 12 = szürkésárga löszös homok, 13 = homokos öntésagyag, 14 = mészlepedékes csernozjom, V = vető, vetőzóna

b) A szerkezeti mozgások mellett a Tolnai-dombság felszíni domborzatának fejlődésmentét az újpleisztocénban döntő módon a *löss felhalmozódása* szabta meg.

A lösz itt részben hordalékkúppal fedett, gyengén hullámos halomvidékké formált térszínen (Hegyhát, Völgyész), részben pedig rögzösen feldarabolt, erősen nyugtalan eróziós dombsággá alakított felszínen települ (Szek-



szárdi-dombvidék). Néhány kisebb folt kivételével a dombság egész területét elborította, és a korábbi akkumulációs, ill. eróziós-szoliflukciós felszín domborzati arculatát jelentős mértékben megváltoztatta. Felszínalakító szerepe annál is inkább jelentős, mivel jelenlegi ismereteink szerint hazánkban a legnagyobb vastagságát éppen a Tolnai-dombság területén éri el. Átlagos vastagsága 20–50 m között váltakozik, de számos helyen a 60–70 m-t is meghaladja.

A Tolnai-dombságon végzett sztratigráfiai vizsgálataink szerint jobbra csak „fiatal” löszök, az utolsó jégkorszak képződményei borítják a felszínt. Újpleisztocénál idősebb lösz ez ideig nagyon kevés helyről ismert, s többnyire a Hegyhát É-i részére és a Szekszárdi-dombvidék területére korlátozódik. Az ismert területeken nagyobb részt *áttelepített* formában fordulnak elő.

Az újpleisztocénál idősebb löszök kifejlődését a Hegyhát–Völgyesség területén főleg a középpleisztocén *hordalékkúp* fejlődése, a Szekszárdi-dombvidéken pedig a területnek ez időben végbement erős kiemelkedése és alternatív lepusztulása akadályozta meg.

Az újpleisztocén lösz a Tolnai-dombság területén nagy vastagsága ellenére is nagyon egyenlőtlen kifejlődésről tanúskodik. A lösz tér- és időbeli felhalmozódása a legegyenletesebben Észak-Hegyhát szabályos táblarögökre feldarabolt területén történt. A szabályos kifejlődésű táblarögök felszínén általában két fosszilis talajjal tagolt utolsó jégkorszaki lösz fejlődött ki, melynek vastagsága 20–40 m között váltakozik.

A lösz időbeli felhalmozódását tekintve, nagyjából hasonló a helyzet a Danal-völgy és az Alsóhidas-patak völgye által közrefogott Dél-Hegyhát területén is. Itt is csak két fosszilis talajjal megosztott utolsó jégkorszaki lösz ismert, de a fiatal lösz az egyes tábladarabok különböző mértékű emelkedése következtében nagyon különböző vastagságban (10–70 m) halmozódott fel.

A Völgyesség lösztakarójának kialakulása már jóval egyenlőtlenebb képet mutat. A terület Ny-i felében, ahol a pannóniai és folyóvízi üledékekkel borított fedőhegységi és alaphegységi tagok viszonylag magasan helyezkednek el, általában csak 10–15 m vastag, egy talajzónával megosztott löszök borítják a felszínt. A terület K-i felében kialakult középpleisztocén süllyedéktérületet viszont a fúrások szerint átlagosan 40 m vastag, két csernozjom típusú fosszilis talajzónával tagolt típusos lösz, homokos lösz és átmosott lösz tölti ki.

A lösz felhalmozódása a legegyenlőtlenebbül a Szekszárdi-dombvidéken történt. Ez elsősorban területének nagyobb mértékű tagoltságával magyarázható, de nagy szerepe van ebben az emelkedő dombvidék felszínén erősen hatékony *újpleisztocén periglaciális szoliflukciónak* és az erős *lejtőleomlásnak* is. Itt a lösz települése a terület jelentékeny részén rendkívül zavart. A lejtők lösztakarója a peremterületeken az esetek 30–40 %-ában szoliflukciós mozgathatóságról tanúskodik.

Löszmorfológiai szempontból nagy fontossága van a lösz minőségi kifejlődésének is. A Tolnai-dombság területének túlnyomó részét, amint azt már korábban részleteztük, *típusos kifejlődésű, száraztérszíni rétegzetlen lösz* (12., 13., 14. ábra) borítja, amely vízszintes és függőleges irányban egyaránt gyengén homokos kifejlődésű löszökkel váltakozik. A típusos *kifejlődésű* lösz nagyobb összefüggő takaró formájában a *Völgyességben* és *Észak-Hegyhát* területén fordul elő. A dombsági táj egyéb részein a nagymértékű feldarabolttság következtében a lösztakaró is erősen tagolt.

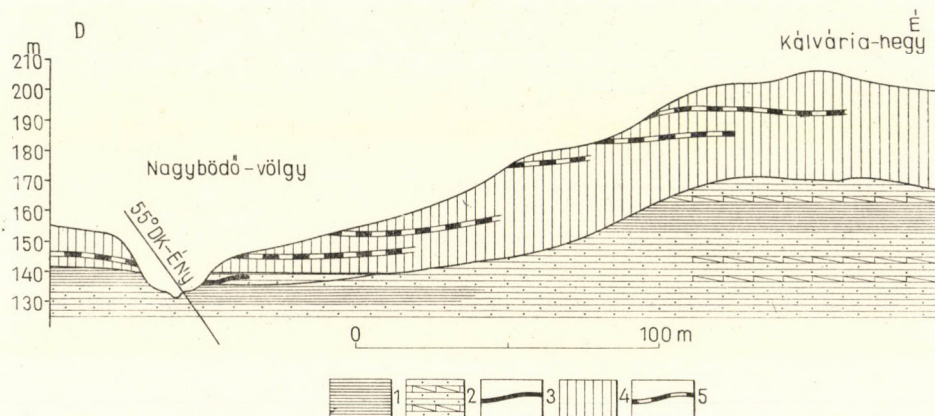
A típusos és homokos löszök mellett az *áttelepített, átmosott löszöknek* (20., 21., 22. ábra) és *lössös üledékeknek*, valamint a *szoliflukciós löszöknek* (17., 18. ábra) is komoly



morfológiai jelentőségük van, mert előfordulásukkal a Tolnai-dombság újpleisztocén morfológiai fejlődéstörténetében szerepet játszott folyamatok és erőhatások felszínformáló szerepére világítanak rá.

A lösz kortani tagolása területünkön igen nehéz feladat, a löszöket tagoló vörösbarna fosszilis talajok alapján nem is végezhető el. A Tolnai-dombság területének jelentékeny részét ugyan két fosszilis talajjal tagolt utolsó jégkorszaki lösz borítja, de helyenként a fosszilis talajzónák megszaporodnak, s valószínűleg a würm jégkorszakinál idősebb löszök jelenlétére utalnak.

A Hegyhát Ny-i peremén, a Danal-völgyben, a Felsőhidas-patak mellék-völgyeiben, valamint a Csatári- és Parászta-völgyben három talajzónás lösz (8., 15., 40., 45. ábra), a Hidasi-völgy jobboldali ágának völgyfőjében és a Palánki-hegy É-i töréslépcsős peremén helyenként négy, a Kálvária-hegy DNy-i lejtőjén pedig öt fosszilis talajjal megosztott lösz van feltárva (49. ábra).



49. ábra. A Kálvária-hegy DNy-i lejtőjének földtani szelvénye

1 = pannóniai agyag, 2 = pannóniai homok, homokkő, 3 = szoliflukvidált fosszilis vörösbagyag, 4 = típusos lösz, 5 = vörösbarna fosszilis talajzóna

A talajzónák párhuzamosítása jelenlegi ismereteink és módszereink alapján sajnos nem végezhető el, ezért egyéb bizonyítékok hiányában a további részletesebb megismerésig fel kell tételeznünk, hogy az *agyagos jellegű löszök* és a *sárgásszürke árnyalatú átmosott, homokos jellegű löszök* mellett a három, négy és öt talajzónás löszök alsó szintjei is az utolsó jégkorszakinál idősebb löszöket képviselnek.

c) Az utolsó jégkorszak folyamán a lösz felhalmozódásával egyidejűleg a Tolnai-dombság felszíni domborzatának formálásában az *eróziós, eróziós-deráziós, suvadásos és periglaciális szoliflukciós lejtőletaroló, anyagáttelepítő folyamatoknak is fontos szerepük volt*. A glaciálisok közötti interstadiális időszakok nedves, csapadékos, melegebb éghajlatú szakaszai elsősorban az eróziós és az eróziós-deráziós folyamatoknak kedveztek. E felszínalakító folyamatok területünkön főleg a *löss áttelepítésében, átmosásában, az eróziós fővölgyek mélyítésében és a deráziós völgyek képződésében* jutottak kifejezésre.



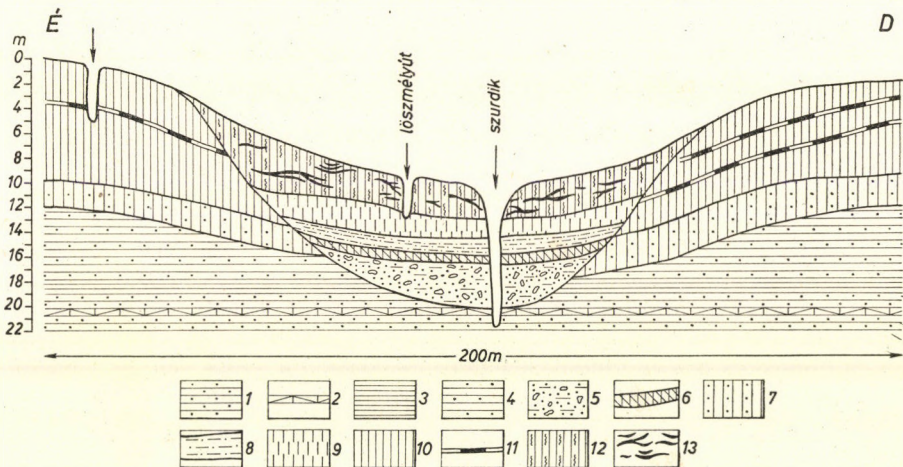
A dombsági táj belső területein és peremterületének lépcsős lejtőin a felszíni leöblítés következtében rengeteg löszanyag került áttelepítésre. Szelvényeink tanúsága szerint a *felszíni areális leöblítő folyamat* a Würm elején lehetett a leghatékonyabb anyagáttelepítő tényező. Erre utalnak a dombság felső és peremi területein egyaránt felismert, mindenütt a vastag lösztakaró alsó szintjét képviselő *átmosott löszkötegek*. Különösen a táblarögökre darabolt Észak-Hegyhát és a Völgyesség lösztakarójának alsó szintjében, valamint a Szekszárdi-dombság K-i peremén fordulnak elő regionálisan is vastag kifejlődésben (10–20 m) az *átmosott löszök* (35. ábra).

Az *átmosott lösz* nagyon gyakran típusos, szálban álló löszkötegek között is előfordul (10. ábra), jelezvén az utolsó jégkorszakban időnként megnyilvánuló areális leöblítés hatékony felszinformáló szerepét.

d) Az utolsó jégkorszak folyamán a Tolnai-dombság felszínének fejlődésében nagyon lényeges vonás volt a *deráziós völgyek* sűrű hálózatának a kialakulása.

Területünkön a deráziós völgyek csaknem kivétel nélkül mindenütt az eróziós völgyoldalak löszlejtőin és a magasra kiemelt löszhátak peremlein fejlődtek ki. Vizsgálataink szerint a Tolnai-dombság újpleisztocén deráziós völgyei főleg az *utolsó jégkorszak interstadiális időszakainak csapadékosabb, melegebb éghajlatú szakaszaiban alakultak ki*, s kialakulásuk a helyi erózióbázisukként szereplő eróziós fővölgyek újpleisztocén fejlődésmenetével szoros kapcsolatban történt. A deráziós völgyek és erózióbázisuk fejlődése között minden esetben szoros kapcsolat állapítható meg.

A *jelenkori deráziós völgyfejlődés analógiája alapján kialakításukban minden valószínűség szerint elsősorban a lejtőn areálisan mozgó víztömegek és a vonalas pályán mozgó időszakos vízfolyások együttes eróziós tevékenysége játszotta a főszerepet*, de emellett valószínűleg szerepük volt a Pécsi M. (1961) által kifejtett, periglaciális klimatikus viszonyok között végbemenő olvadékvizek areális anyagszállításának is.

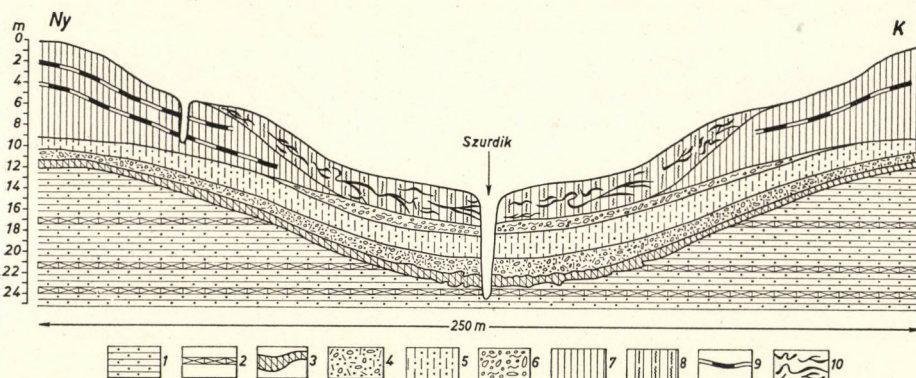


50. ábra. Újpleisztocén feltöltött deráziós völgy keresztmetszeti szelvénye Pincehely felett

1 = szürke pannóniai homok, 2 = pannóniai homokkő, 3 = kékeszürke pannóniai agyag, 4 = pannóniai homokos agyag, 5 = záporpatak-hordalék (konkréciával kevert iszapos, agyagos hordalék), 6 = szoliflukciós áttelepített fosszilis vörösiszap, 7 = homokos lösz, 8 = rétegzett átmosott iszapos homok, 9 = átmosott lösz, 10 = fakósárga típusos lösz, 11 = világosbarna fosszilis talajzóna, 12 = szoliflukciós lejtőtörmelékes lösz, 13 = szoliflukciós lejtőtörmelékes lösz



A domborzat újpleisztocén fejlődésmenete szempontjától ez azt jelenti, hogy a glaciálisok közötti nedvesebb és melegebb időszakokban, a löszképződés szünetelése idején, az eróziós fővölgyek bevágódásával egyidejűleg a löszborította felszín deráziós völgyek útján történő feldarabolódása volt a



51. ábra. A Mózse-völgy (pleisztocén deráziós völgy) alsó szakaszának keresztmetszet szelvénye

1 = szürke pannóniai homok, 2 = pannóniai homokkő, 3 = szolifluidált alsópleisztocén vörösbarna agyag, 4 = agyagos, homokos, törmelékes üledékkel kevert konkréciós záporpatak-hordalék, 5 = homokos lösz, 6 = törmelékes, konkréciós, durva szoliflukciós üledék, 7 = fakósárga típusos lösz, 8 = szoliflukciós lösz, 9 = vörösbarna fosszilis talajzóna, 10 = szolifluidált vörösbarna fosszilis talaj

jellemző felszínalakító folyamat. Enyhe lejtőjű, a lösztáblák és löszhátak testébe mélyen benyúló, általában lapos teknő alakú mélyedések bontották meg kezdetben a löszfelszín egységét.

Megfigyeléseink és vizsgálataink szerint a deráziós völgyek egy része még az újpleisztocén folyamán kitöltődött, ami a domborzat általános fejlődésmentének újabb eseményét világítja meg. Erre a fontos tényre elsőként Pécsi M. (1961, 1962) hívta fel a figyelmet. Feltöltődésük viszont véleményünk szerint más klimatikus viszonyok között történt, mint kifermálódásuk. A völgykitöltő anyagok tanúsága szerint a deráziós völgyek feltöltődése főleg a pleisztocén jeges időszakaiban ment végbe. Erre utalnak a feltöltődésben túlsúlyban szereplő, egymás felett néha több rétegben is megismétlődő szoliflukciós üledékek. A 50. és 51. ábrán bemutatott szelvények tanúsága szerint a Hegyhát peremén kialakult deráziós völgyek feltöltődésében a leggyakrabban különböző típusú szoliflukciós üledékek, átmosott löszös üledékek és záporpatak hordalékok szerepelnek. A finomabb iszapos-homokos és löszös üledékek felhalmozódásában valószínűnek tartjuk a Pécsi M. által jelzett olvadékvizek areális anyagszállításának a szerepét is.

A Tolnai-dombság területét több száz, újpleisztocénban kialakult kisebb-nagyobb deráziós völgy tagolja. Kialakulásukkal és feltöltődésükkel nagyszerűen rávilágítanak azokra a folyamatokra, amelyek az utolsó glaciálisban a szerkezeti mozgások és a löszképződés mellett szerepet játszottak a terület domborzatának formálásában.

e) Területünkön az utolsó jégkorszaki deráziós völgyképződés mellett a glaciálisok közötti nedves, csapadékos, melegebb éghajlatú interstadiális időszakokban a suvadásoknak, a jeges időszakokban pedig a periglaciális



*szoliflukciós anyagmozgás-folyamatoknak* volt jelentékeny szerepük a lejtők formálásában és átalakításában.

A változatos rétegsorú pannóniai üledékekből felépült dombság lejtős területein a *suvadásos* anyagmozgás-folyamatoknak minden szükséges feltétele adva volt a pleisztocén folyamán.

Ennek megfelelően területünkön óriási méretű suvadások alakultak ki, és számos helyen a lejtőket nagyon jelentékenyen átformálták. Ma már csak a vékonyabb lösztakaróval borított peremi lejtős területeken ismerhetők fel a régi pleisztocén suvadások formái, a dombság belső területeinek lejtőin ritkábban fordulnak elő. A pleisztocén suvadások legjellegzetesebb területe a *Szekszárdi-dombvidék* és a *Hegyhát Ny-i Kapos-völgyi peremterülete* volt. Ezeken a területeken a ma is élesen kirajzolódó hosszanti és kerekded alakú „púpok”, domború lejtőjű „háta” és magános „halmok” óriási méretű pleisztocén suvadások emlékeit őrzik. Lejtőletaroló, felszínformáló hatásuk nagyon jelentékeny volt, s a Hegyhát töréslépcsőit számos helyen a felismerhetetlenségig elrombolták.

f) A suvadások mellett a *periglaciális szoliflukció* is tevékeny szerepet játszott a dombság újpleisztocén fejlődéstörténetében. Hatásterülete a suvadásokénál jelentékenyen nagyobb volt, úgyszólván a Tolnai-dombság valamennyi területére kiterjedt. A legjobban a Szekszárdi-dombvidék területét érintette, ahol lépten-nyomon a fosszilis szoliflukciós jelenségek nyomaival találkozunk.

A különböző formákban megnyilvánuló lejtős geliszoliflukciós folyamatoknak elsősorban a *dombság peremterületei töréslépcsőinek letarolásában* és nagy mennyiségű lejtőtörmelék áttelepítésében, a *löss áthalmozásában*, az „*éles háta*”, „*lössgerincek*”, alacsony „*nyergek*” és deráziós „*tanúhegyek*” kiformálásában, az ellőszősödött táblarögök és rögök közti *fővölgyek kiszélesítésében* és lejtőletarolásában, valamint a pleisztocén deráziós völgyek formálásában volt a legszámottevőbb szerepük.

A hatékony periglaciális szoliflukció felszínmódosító tevékenységének legmaradandóbb emlékeit a dombsági táj *töréslépcsős peremének* és az *eróziós fővölgyek kiterjedt lejtőinek* különböző típusú lejtőtundra jelenségei (42. ábra) őrzik.

## 6. Holocén felszínfejlődés

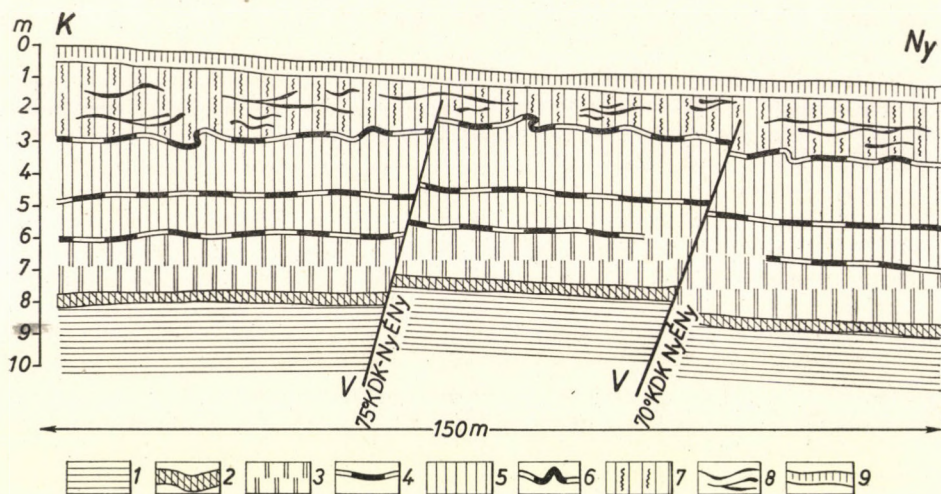
A Tolnai-dombság domborzatának fejlődése az újpleisztocén lösz felhalmozódása után, a *posztglaciálisban* és a *holocénban* is jelentékeny volt, s a felszín morfológiai arculata a szerkezeti nagyformák, a lösz eredeti felhalmozódásformái, valamint a deráziós, suvadásos és szoliflukciós formák mellett *újabb formaelemekkel* gazdagodott.

A posztglaciálisban az éghajlat gyökeres átalakulása következtében ismételt az *eróziós folyamatok* jutottak uralomra, s a vastag lösztakaróval borított dombsági táj felszínének további formálásában már a *lineáris és areális erózió*nak volt a legnagyobb szerepe. A posztglaciálisban és a holocénban a felszín nagyon jelentékeny és nagyon gyors változáson ment keresztül.

a) Közvetlenül a löszképződés befejeződése után a Tolnai-dombság területén a szerkezeti mozgások intenzitása újra felerősödött, s a posztglaciális folyamán és azt követően a terület még jelentékenyen kiemelkedett.

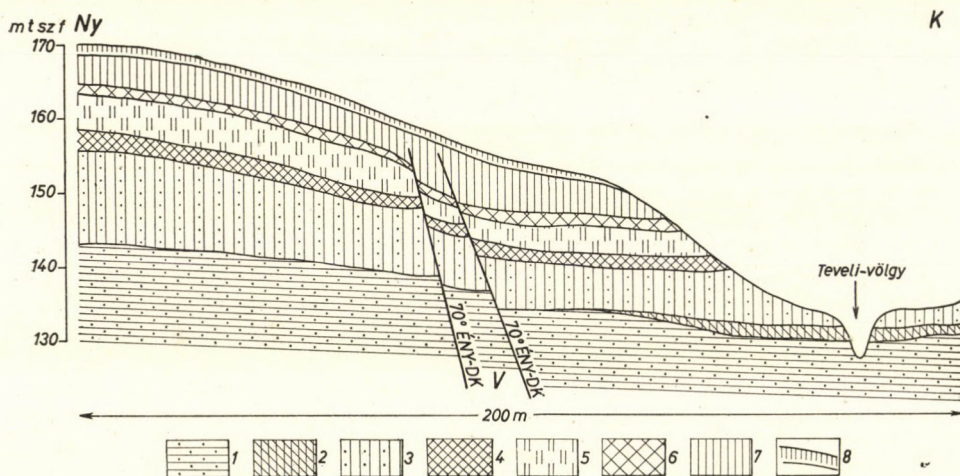


A posztglaciális mozgások kiújulásáról, ill. felerősödéséről az utolsó jégkorszaki löszök *legfiatalabb vályogszalagjainak 20–30 cm ugrómagasságú vetői* tanúskodnak. Mucsi, Murga, Kéty, Alsómocsolád, Mucsfa, Szekszárd,



52. ábra. Utolsó jégkorszaki—posztglaciális vetődések három fosszilis talajzónával tagolt löszben Kölesdnél

1 = pannóniai agyag, 2 = alsópleisztocén vörösiszap, 3 = átmosott homokos, agyagos jellegű lösz, 4 = halványbarna fosszilis talajzóna, 5 = világossárga kompakt lösz, 6 = vörösbarna, szoliflukciósan begyűrt fosszilis talajzóna, 7 = agyagos, vályogos, konkreciós, szoliflukciós löszös üledék, szoliflukciós fosszilis talajjal keverten, 8 = szoliflukciós fosszilis talaj, 9 = barna erdőtalaj, V = vető, vetőzóna



53. ábra. A deráziós-eróziós Teveli-völgy keresztmetszeti szelvénye (a két fosszilis talajzónát ért vetődés a völgy fiatal kialakulására utal)

1 = szürke, aprószemű pannóniai homok, 2 = alsópleisztocén vörösiszap, 3 = homokos lösz, 4 = sötétbarna, csernozjom jellegű fosszilis talaj, 5 = átmosott talajszemcsés lösz, 6 = világossárga, csernozjom jellegű fosszilis talaj, 7 = típusos lösz, 8 = csernozjom barna erdőtalaj, V = vető, vetőzóna



Kistormás, Tevel környékén határozottan megállapítható, hogy a fiatal fosszilis talajt ért vetődés a fedőjében fekvő felszíni löszréteget is érintette.

Kistormás határában, az Öreg-hegy eróziós szurdikában három fosszilis talajzónával tagolt lösz mindhárom talaja el van vetődve, s a vetődés a legfelső fosszilis talaj felszínére települt szoliflukciós lösz alsó egy m-es szintjét is érintette (52. ábra). Tevel határában pedig a régi téglagyár agyaggödörében, amint azt az 53. ábra világosan mutatja, két csernozjom típusú fosszilis talajzónával tagolt lösz mindkét talajzónája el van vetődve, s a vetődés majdnem a recens talajszintig hatol. Ezek a vetődések posztpleisztocén kéregmozgások bizonyítékai, amelyek arra utalnak, hogy a Tolnai-dombság egyes részei a posztglaciálisban is jelentékenyen emelkedtek, és helyenként össze is töredezték.

b) A posztglaciális szerkezeti mozgások és az éghajlatváltozás a Tolnai-dombság egyes területrészein nagyon jelentékeny *völgybevégyődést* eredményezett. A középpleisztocén és újpleisztocén folyamán kialakult, szerkezetiileg irányított eróziós völgyekben a vonalas eróziós tevékenység felerősödött, s a völgyek eróziós kitakarítása került előtérbe. Különösen a *Szeksárdi-dombság* völgymedenceszerűen kiszélesedő völgyeiben volt erős a posztglaciális *bevégyődés és kitakarítás*, ahol a Sárközre nyíló völgyek patakjai temérdek löszös üledéket hordtak ki és teregettek szét a Duna teraszfelszínén. Hasonlóképpen jelentékeny posztglaciális völgymélyítés volt jellegzetes a *Völgyseg* Ny-i peremét felszabdalo nagyobb *eróziós völgyekben*, valamint a *Hegyhát* É-i és Ny-i peremét tagoló, az utolsó jégkorszak végén feltöltődött *deráziós völgyekben is*.

A Hegyhát belsejét táblarögökre feldaraboló szerkezeti vonalak mentén kialakult *eróziós fővölgyek*, valamint a *Kapos* és a *Völgysegi-patak* völgyének posztglaciális fejlődésmenete már nem volt ennyire egyértelmű. A dombság általános emelkedésével egyidejűleg ezek a völgyek *jelentékenyen süllyedtek*, s így a kedvező feltételek (általános emelkedés, csapadékos éghajlat) ellenére a posztglaciálisban és a holocénban nagymértékben *feltöltődtek*.

Az említett völgyeket a fúrások szerint átlagosan 15–25 m vastag *átmosott löszös üledékek* töltik ki. A posztglaciális völgykitöltődés a Völgysegi-patak völgyében és a Kapos-völgyben helyenként még ennél is jelentékenyebb volt.

Ugyanakkor nagyon jelentékeny volt a feltöltődés alatt álló eróziós fővölgyekre nyíló *deráziós mellékvölgyek* fejlődése és az idősebb völgyek hátravágódása.

Ezek az adatok arra utalnak, hogy a *Tolnai-dombság völgyhálózata a posztglaciálisban és a holocénban is jelentékenyen tovább fejlődött*, s jelenlegi formáját csak a legújabb időkben nyerte el.

Természetesen a posztglaciális és holocén humidusabb éghajlati szakaszok *linedáris és areális eróziós tevékenysége* nem hagyta érintetlenül a löszborította dombság egyéb területeit sem. A felszíni domborzat lepusztulása, átalakulása azóta is szakadatlanul folyik.

c) A gyors ütemben változó domborzat holocén fejlődésmenetére utalnak a dombsági táj különböző területrészein kialakult *eróziós-deráziós tanúhegyek*, a keskeny *lőszhátak* és *lőszgerincek*, a kiemelt löszhátakat-lőszgerinceket összekötő lealacsonyodó *denudációs nyergek*, az *elkeskenyedő vízválasztók* és a nagyon jelentékenyen átalakult és napjainkban is állandó fejlődésben levő különböző típusú *lejtők*.

Valószínűleg a posztglaciális követő meleg-száraz mogyoró szakaszban képződött területünk *futóhomokja* is. Távolról szállított futóhomok képződéséről természetesen nem beszélhetünk, csak arról lehet szó, hogy a középpleisztocén hordalékkúp fedetlenül maradt felszínét a szél felbarázdálta, s a kifúvott homokot tovább mozgatva leperszerűen szétteregette. A szélfúttá lepelhomok néhány dm vastag kisebb-nagyobb



feltjai főleg Pincehely, Keszőhidegkút, Hőgyész, Rácegres-pusztá és Dúzs határában jellegzetesek. A defláció működésének tevékenysége területünk egyéb részein ma már nem ismerhető fel.

d) A posztglaciális követő időben és napjainkban alakultak ki a *Tolnai-dombság löszös területeinek mikroformái* is. Ezek részben a lösz sajátos lepusztulásformái, részben pedig kisebb deráziós völgyek és deráziós fülkék.

A lösz karsztosodásával és az erózióval kapcsolatosan kialakult lepusztulásformák közül a Tolnai-dombságon főleg a *kevert löszformák* alakultak ki. Típusos löszformák (dolina, löszvölgy) már ritkábban fordulnak elő.

Jelentőségük rendkívül fontos, mert napjainkban a felszíni domborzat gyors fejlődésének, átalakulásának *legszámtöbb meghatározói*. E formákon keresztül lehet felmérni a felszín fejlődésmenetének irányát.

Dombságunk morfológiai arculatát napjainkban a legnagyobb mértékben az *antropogén hatások következtében jelentékenyen meggyorsult vonalas és areális erózióval együtt járó talajeróziós folyamatok* formálják. Felszínformáló tevékenységük elsősorban a mezőgazdasági művelés alatt álló területeken számottevő. A Szekszárdi-dombvidéken és Észak-Hegyhát egyes részein a féktelen talajerózió az ember szemeláttára ma már katasztrófális méreteket öltött.



## II. A Tolnai-dombság morfológiája

### *A domborzat genetikai formatípusai*

Az előző fejezetben felvázolt fejlődéstörténeti képből kiderül, hogy a Tolnai-dombság kialakulását a belső és külső erők bonyolult összmunkájának együttes hatása szabta meg.

A változatos földtörténeti események és folyamatok kölcsönhatásának eredményeképpen kialakult dombsági középtáj felszíni domborzata korántsem mutat egységes morfológiai képet, mert az önálló tájegység egyéni morfológiai sajátosságokkal rendelkező *három kistájból* tevődik össze. A kistájak egyéni sajátos jellemvonásai helyenként csak halványan jelentkeznek, s csak színező elemei a középtájnak, helyenként azonban élesen kifejezésre jutnak, tájképformáló jelentőségük van, s eltérő morfológiai arculatot kölcsönöznek a középtájnak.

A természetes tájképi szépségekben gazdag, változatos morfológiai arculatú Tolnai-dombság felszínalakítási jellegét elsősorban *szerkezeti formái* határozzák meg.

A felszín morfológiai arculatában az alapvető szerkezeti formák közül mindenekelőtt a szabályos kifejlődésű, egymás mellett párhuzamosan sorakozó, féloldalasan kiemelt *táblarögök*, az egymást keresztező különböző vetősíkok mentén kialakult szabálytalan alakú *rögök* és a peremterületek periglaciális szoliflukcióval, suvadásokkal és lejtőleöblítéssel átalakított *szerkezeti lépcsői* jutnak a legszembetűnőbben kifejezésre.

A szerkezeti formák mellett tájunk egész területén általános domborzat-meghatározó szerepük van a dombság fővízválasztóját és másodrendű vízválasztóit hordozó, magasra kiemelt keskeny *lőszhátaknak*, *lőszgerinceknek*, a szerkezetileg előrejelzett különböző típusú *eróziós és deráziós völgyeknek*, valamint a keskeny hátakat és völgyperemeket tagoló *eróziós-deráziós tanúhegyeknek*.

Ezenkívül az egyes kistájak morfológiai arculatát helyenként a kisebb-nagyobb kiterjedésű *lősztáblák*, *medencék*, *völgymedencék* és *süllyedéktérületek*, valamint a *lősz sajátos lepusztulásformái* határozzák meg. A *periglaciális szoliflukciós formák* a dombság egyes részein mutatkozó jelentékeny elterjedésük ellenére is csak színező elemei a tájnak. A régi pleisztocén kori nagyméretű *suvadások* „lesuvadt koporsóinak” a dombság egyes területein tájképformáló szerepük is van, s a lősz lepusztulásformáival együtt helyenként egyéni morfológiai arculatot is kölcsönöznek a kistájoknak.



### A) Táblarögök

A Tolnai-dombság felszínét a szerkezeti nagyformák közül a legszembe-tűnőbbben a *táblarögök* jellemzik. Legnagyobb összefüggő területet Észak-Hegyhátban és a Völgség magasra kiemelt Ny-i peremterületén foglalnak el, de kisebb kiterjedésben és eltérő morfológiai sajátosságokkal a Tolnai-dombság más területein is előfordulnak. Főleg Dél-Hegyhát K-i peremterületén és a Szekszárdi-dombvidék DK-i térségében van jelentékenyebb felszín-meghatározó szerepük.

1. A legtipikusabb kifejlődésben Észak-Hegyhát területén alakultak ki, ahol a dombság belső területét a Kisszékelyi-völgytől a Danal-völgyig egymás mellett párhuzamosan sorakozó, aszimmetrikus táblarögök jellemzik (54. ábra).

Általános morfológiai jellemvonásuk, hogy a dombság belső területét feldaraboló, ÉNy—DK-i irányban elrendeződött ÉNy—DK-i és NyÉNy—KDK-i irányú vetősíkok mentén kialakult eróziós fővölgyek között helyezkednek el, olyképpen, hogy az eróziós fővölgyek D-i oldalán magas, meredek peremmel (250, 220, 200 m a tszf.) emelkednek ki, s innen 3—6 km-es szakaszon enyhén lejtene a következő párhuzamos völgy alluviumáig (140—120 m a tszf.), ahol a fővölgy jobb oldalán újra felmagasodnak, és ismételten a következő völgy alluviális szintjéig lejtene (4. kép).

A táblarögök általában 1—4°-os kibillenésről tanúskodnak. A kibillenés vetődéses eredetű szerkezeti mozgásokkal járt együtt, ami azt jelenti, hogy a 3—6 km széles táblarögök 30—50 m ugrómagasságú vetődések mentén alakultak ki.



4. kép. A Mislai-táblarög É—D-i irányú kibillenése a Péli-völgyre

A háttérben a következő (Gyönki-) táblarög kiemelt É-i pereme látható (Észak-Hegyhát)



A kibillenéssel együtt járó *táblás levetődések* nemcsak a köztes fővölgyek irányát kijelölő egyetlen vetősík mentén történtek, hanem, amint azt az egyes táblarögök pannóniai fekvésében mért különböző szögértékű ( $1-4^\circ$ ) rétegdőlések igazolják, számos párhuzamos vetőzóna mentén. A kibillent táblarögök egész területét viszonylag kis ugrómagasságú vetőpászták hálózák be, melyek egy-egy táblarög esetében együttesen adják ki a 30–50 m ugrómagasságú levetődést.

A fővölgyekben mért *vetődések* (25., 26. ábra) és a táblarögök pannóniai fekvésében mért *rétegdőlések* (23., 24. ábra) tanúsága szerint a táblarögök kialakulása a terület intenzív kiemelkedése közben történt, úgy, hogy az ÉNy–DK-i irányban elrendeződött csaknem párhuzamos vetősíkok mentén az egyes táblarögök ÉNy–DK-i irányban féloldalasan emelkedtek ki, s a kéregmozgások intenzitása idején még É–D-i irányban is megbillentek. A két irányú mozgás hatására az egyes táblarögök erősen aszimmetrikusakká váltak: gyengén É–D-i irányban ( $1-3^\circ$ ), erőteljesebben ÉNy–DK-i irányban ( $2-4^\circ$ ) lejtének, s a párhuzamos vetősíkok által közrefogva, egymás mögött kulisszaszerűen helyezkednek el.

A táblarögök kialakulása a középpleistocén folyóvízi homok (hegyhát–völgyeségi hordalékkúp) lerakódása után kezdődött meg, s lényegében a würm eljegesedés időszakában ment végbe. A vetődések szerint velük együtt mozgott a táblarögöket borító utolsó jégkorszaki lösz is, és a táblarögökkel együtt helyenként jelentősen összetöredezett. Amint azt már korábban bizonyítottuk (72–73. o.), a lösztakarót tagoló vörösbarna fosszilis talajok vetői szerint a mozgásfolyamatok intenzitása a legerősebb a würm I és würm II idején volt.

A táblarögök azonos szerkezeti tulajdonságai arra engednek következtetni, hogy az újpleisztocén felszínt ért ÉNy–DK-i irányban elrendeződött ÉNy–DK-i és NyÉNy–KDK-i irányú párhuzamos vetődések a lépcsősen lesüllyedt alaphegység szerkezeti vonalai mentén éledtek újjá, s így a lösszel takart táblarögök formáiban az idős alaphegység tektonikai szerkezete elevenedett meg. Ezt a völgyeségi és szekszárdi táblarögök esetében mélyfúrásadatok igazolják. A 29. ábra meglehetősen mutatja, hogy a kristályos alaphegységnek a fedő pannóniai rétegeknél jelentősen nagyobb kibillenése és levetődése már a pannóniai üledékek képződése előtt bekövetkezett, s a jelenlegi felszíni domborzat a pliocén utáni újabb függőleges mozgások során alakult ki.

A sajátos szerkezeti viszonyok és a lepusztulás következtében mind az egyes táblarögök, mind pedig a köztes fővölgyek erősen *aszimmetrikusak*. A táblarögök délies kitettségű lejtői lankásak (átlagosan  $6-7^\circ$ -os lejtőszög), enyhe menedékes lejtővel ereszkednek a fővölgyek alluviumára, az É-ra tekintő, magasra kiemelt lejtők pedig nagyon meredek (átlagosan  $15-25^\circ$ -os lejtőszög), helyenként a  $30-40^\circ$ -os lejtőszöget is eléri (54. ábra, 4. kép). A táblarögök és egyben a köztes erőzónák fővölgyek jelenlegi aszimmetriájának kialakításában a szerkezeti mozgások mellett a felszín alternatív lepusztulásának (areális erózió, szoliflukció) is szerepe volt. A táblarögök pannóniai fekvésének  $1-4^\circ$ -os rétegdőlése és a jelenlegi felszín  $6-7^\circ$ -os lejtése közötti különbség a löszborította táblarög felszínének alternatív lepusztulásával magyarázható.

A táblarögöket a Tolnai-dombság területén mindenütt vastag lösztakaró borítja. A lösz vastagsága a feltárások és a fúrásadatok szerint eléri a 30–40 m-t, sőt helyenként az 50 m-t is meghaladja. A vastag lösztakaró alsó szintjében túlnyomóan átmosott löszök és szoliflukciós löszök települnek, a felső szintekben azonban többnyire típusos vagy gyengén homokos kifejlődésű löszök jellemzőek (54. ábra).



A táblarögök legjellegzetesebb formái a *deráziós völgyek*. A vastag lösztakaróval borított táblarögök hosszú menedékes lejtőit különböző típusú és formájú deráziós völgyek és deráziós fülkék sűrű hálózata tagolja, és helyenként jelentékenyen megbontja a táblarög platójának egységét. A deráziós völgyek a köztes eróziós fővölgyekre nyílnak, s fejlődésüket szorosan kapcsolódik a fővölgyek kialakulásához. A deráziós fülkék többnyire jelenkoriak; leggyakrabban a völgyoldalak löszlejtőin és a táblarögök lánc peremén alakulnak ki, s az eróziós fővölgyek felett függenek.

A deráziós völgyek a táblarögök *mezőgazdasági művelését* nagyon megnehezítik, és nagy területet kivonnak a művelés alól. A táblarögök azonban tagoltságuk ellenére is a Tolnai-dombság legértékesebb mezőgazdasági területei közé tartoznak. A vastag lösztakarón kialakult *mészlepedékes csernozjom és a barna erdőtalajok* gyengébb erodáltságuknál fogva a nagyüzemi gazdálkodást még lehetővé teszik, de megfelelő *talajvédelmi módszerek* kidolgozása és gyakorlati alkalmazása nélkül, be nem avatkozás esetén néhány évtized alatt a táblarögök talajtakarója is teljesen lepusztul, s ebben az esetben sok tízezer katasztrális hold szántóterület vesz el a mezőgazdaság számára.

Máris rengeteg terület esett ki a mezőgazdasági művelés alól a táblarögök É-ra tekintő, magasra kiemelt lejtőin, ahol a 15–20°-os lejtőket a rövid deráziós völgyek és fülkék mellett löszmélyutak, löszszakadékok és löszszurdikok (4. kép) réselik be. A sűrű hálózatos szurdikok és a deráziós völgyek a lejtők felső szintjét nagyon jellegzetes eróziós-deráziós tanúhegyekké (4., 9. kép) formálták. Ezeken a meredek lejtőkön rendkívül hatékony a talajerózió. A meredek lejtők nagyobb részén a termőtalaj már teljesen lepusztult, s a lejtők meredeksége miatt a terület nagy része már kiesett a mezőgazdasági művelés alól. Ezek a részek ma többnyire elhanyagolt, leromlott, használaton kívüli legelőterületek.

Az eddigiek során Észak-Hegyhát tipikus kifejlődésű táblarögeinek legjellegzetesebb *szervezeti-morfológiai vonásait* vázoltuk fel. A genetikai elemzés elsősorban a Nagyszékelyi-, Mislai-, Gyónki és Hőgyészi-táblarögökre (54. ábra) vonatkozik, melyek mind szerkezeti, mind felszínalakítási vonatkozásban meglehetősen hasonló tükröképei egymásnak.

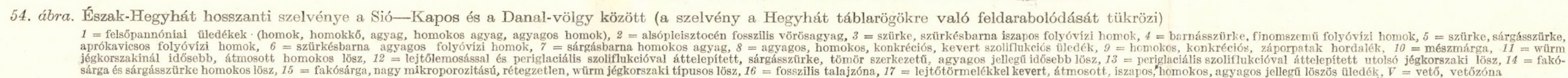
A Tolnai-dombság egyéb területein kialakult táblarögöket a sok azonos és rokon vonás mellett a helvi szerkezeti viszonyvoktól függően kisebb-nagyobb mértékben eltérő szerkezeti-morfológiai sajátosságok jellemzik.

2. A *Völgység* magasra kiemelt Ny-i peremének *táblarögei* csak jelentéktelen mértékben különböznek Észak-Hegyhát táblarögeitől. A kettő közti különbség elsősorban szerkezeti vonatkozásban jelentkezik, ami főleg a táblarögök alakítási jellegében jut kifejezésre.

A Völgység táblarögei ugyanis nem ÉNy–DK-i, hanem Ny–K-i irányban elrendeződött, egymást keresztező, különböző irányú (KÉK–NyDNy-i, ÉNy–DK-i, K–Ny-i és ÉK–DNy-i) vetődések között alakultak ki, amazoknál jelentékenyebben *kibillentek*, és egyértelműen D-i irányban dőlnek. A pannóniai fekvésben mért rétegdőlések itt általában 4–6°-os függőleges elmozdulást mutatnak D-i irányban (23. ábra). Az erősebb kibillenes valószínűleg a Mecsek közelségével magyarázható.

Érdekes és nagyon tanulságos megemlíteni, hogy a táblarögök fiatal üledékes takarójának rétegdőlése és az alaphegység dőlésiránya a felszíni mérések és a fúrásadatok szerint mindenütt nagyfokú egyezést mutat, s

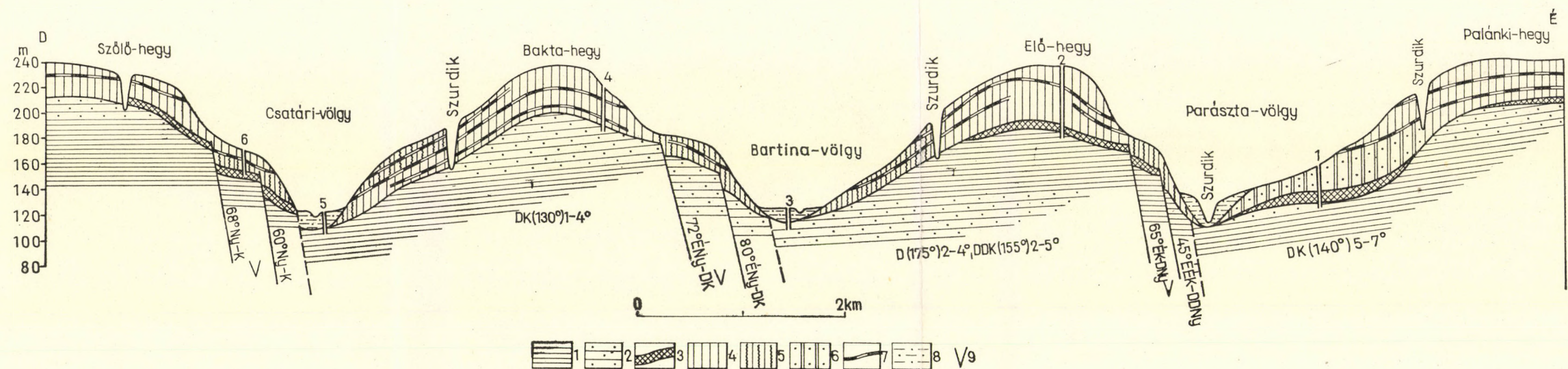




54. ábra. Észak-Hegyhát hosszanti szelvénye a Sió—Kapos és a Danal-völgy között (a szelvény a Hegyhát táblarögökre való feldarabolódását tükrözi)

1 = felsőpannóniai üledékek (homok, homokkő, agyag, homokos agyag, agyagos homok), 2 = alsópleisztocén fosszilis vörésgyag, 3 = szürke, szürkésbarna iszapos folyóvízi homok, 4 = barnásszürke, finomszemű folyóvízi homok, 5 = szürke, sárgásszürke, aprókvavos folyóvízi homok, 6 = szürkésbarna agyagos folyóvízi homok, 7 = sárgásbarna homokos agyag, 8 = agyagos, homokos, konkreciós, kevert szolfifukciós üledék, 9 = homokos, konkreciós, záporpatak hordalék, 10 = mészmárga, 11 = würm jégkorszakinál idősebb, átmosott homokos lösz, 12 = lejtőletemással és periglaciális szolfifukcióval áttepített, sárgásszürke, tömör szerkezetű, agyagos jellegű idősebb lösz, 13 = periglaciális szolfifukcióval áttepített utolsó jégkorszaki lösz, 14 = fakó-sárga és sárgásszürke homokos lösz, 15 = fakósárga, nagy mikroporozitást, rétegetlen, würm jégkorszaki típusos lösz, 16 = fosszilis talajzóna, 17 = lejtőtörmélkevel kevert, átmosott, iszapos, homokos, agyagos jellegű löszös üledék, V = vető, vetőzóna





55. ábra. A Szekszárdi-dombság északi részének földtani szelvénye a Palánki-hegy és a Tóth-völgy között

1 = pannóniai agyag, agyagos homok, homokos agyag, 2 = pannóniai homok, homokkő, 3 = alsópleisztocén fosszilis vörösiszap, 4 = típusos szálban álló lösz, 5 = szoliflukációs lösz, 6 = átmosott, törmelékes deluviális lösz, 7 = fosszilis vörösbarna talajzóna, 8 = átmosott homokos, iszapos, lejtőtörmelékes, agyagos lösz, 9 = vető, vetőzóna



csak a *dőlések szögértékeiben* van lényeges eltérés köztük. Így pl. az alsó-mocsoládi fúrások szerint a felsőpermi vörös homokkő és konglomerát 10–15°-cs szög alatt D-i irányban dől, amit a felszínére települt felső-pannóniai üledékek 2–4°-os rétegdőléssel követnek. Szalatnak környékén felszíni mérések és a fúrásadatok szerint az alsó anizuszi mészkő 5–10°-os és a felsőpermi vörös homokkő 20–25°-os kibillenését ugyancsak 3–4°-os D-i irányú rétegdőléssel követik a felszínükre települt *felsőpannóniai* rétegek.

*Az egymás fölé települt, különböző korú rétegek eltérő szögértékű, de azonos irányú dőlésviszonyai világcszn jelzik, hogy a fiatal pannóniai üledékes takaróból felépült löszborította táblarögök szerkezeti formájukat tekintve az alaphegység mélyszerkezetének felszíni vetületei, amelyek az alaphegység pannón utáni függőleges mozgásai során alakultak ki (29. ábra).*

A völgyeségi táblarögök a jelentékenyebb kibillenés ellenére sincsenek még annyira felszabdalva, mint a hegyhátak. A köztes eróziós fővölgyekből a táblarögök testébe visszaharapódzott eróziós és deráziós völgyek között még nagy kiterjedésű összefüggő, ép platók terjednek ki. Itt a löszszakadékok és löszszurdikok képződése sincsen még olyan előrehaladott állapotban, mint Észak-Hegyhát táblarögjeinek felszínén, s ennek megfelelően a talajeróziós folyamatok is kevésbé hatékonyak. A felszín lepusztulása azonban itt is állandó, szakadatlan folyamat, ami főleg a jelenkori kifejlődésű, kicsiny *deráziós* *fülkék* sűrű elterjedésében jut kifejezésre.

3. *Észak-Hegyhát szabályos alakú táblarögaitól a legnagyobb mértékben a Sió—Kapos—Sárvíz völgye és a Kisszékelyi-völgy között kialakult Simon-tornyai-táblarög különbözik (54. ábra).* Ez a Hegyhát legészakibb s egyben legnagyobb kiterjedésű (70 km<sup>2</sup>) táblaröge. A Tolnai-dombság valamennyi táblarögével ellentétben nem egyértelműen D—DK-i irányban billent ki, hanem az ősi vízhálózatot is előrejelző *ÉÉNy—DDK-i* irányú ópleisztocén szerkezeti vonalakban újraéledt fiatal vetődések mentén pásztásan feldarabolódott; a Hegyhát általános kiemelkedésével egyidejűleg az egyes pászták egymással ellentétes irányban féloldalasan emelkedtek ki, s a függőleges mozgások intenzitása idején a táblarög *É-i* és *K-i* peremterülete még lépcsősen össze is töredezett.

A táblarög *K-i* peremterülete a pannóniai fekvében mért rétegdőlések (1, 1,5, 4°) szerint a szabályos kifejlődésű *hegyhát* *táblarögökkel* megegyezően egyértelműen *DDK-i* irányban dől, központi része a *K-i* szárnnyal ellentétes irányban *É* felé billent ki (2–6°), *Ny—DNy-i* pereme pedig szintén *DK-i* csapásirányban (1–3°) mozdult el. Ez utóbbi csapásirányban alakult ki a *Kisszékelyi-süllyedéktérület*. A legerősebben a táblarög *Sió—Kapos-völgyre* tekintő *É-i* töréslépcsős pereme billent ki. A simontornyai szőlőhegyekben vastagpados pannóniai homokkőben mért rétegdőlések 4–20°-os *ÉÉK* (10°)-i elmozdulást mutatnak.

A táblarög felszíne korántsem olyan egységes, mint a szabályos kifejlődésű hegyhát és völgyeségi táblarögöké. Pásztás feldarabolódása és egyes részeinek ellentétes irányú részaránytalan kibillenése szerfelett kedvezett a különböző lepusztulási folyamatoknak.

A vastag lösztakaró domborzatkiegyenlítő hatása ellenére a táblarög felszíne az újpleisztocén és holocén folyamán az eróziós, deráziós és szoliflukciós felszinformáló folyamatok működése eredményeként jól tagolt *eróziós-deráziós halomvidékké* alakult.



A táblarög beerdősült középső területét keskeny löszhátak és löszgerincek, peremterületeit pedig különböző típusú és a fejlődés különböző állapotában levő jól fejlett deráziós völgyek és deráziós fülkék, valamint a deráziós völgyek között kialakult eróziós-deráziós tanúhegyek sűrű elterjedése jellemzi.

A *Simontornyai-táblarög* mind szerkezeti, mind morfológiai vonatkozásban lényegesen különbözik a Hegyhát és a Völgyseg szabályos kifejlődésű táblarögeitől. Ez a felszínalakítási különbség természetesen élesen kifejezésre jut a terület mezőgazdasági hasznosításában is. A makro- és mikroformákkal sűrűn behintett táblarög felszínén napjainkban a *talajerózió* rendkívül hatékony.

A beerdősült területek kivételével a táblarög termékeny mészlepedékes csernozjom talaja már csaknem 100%-ig lepusztult, s nagyüzemi mezőgazdasági művelésre alkalmatlanná vált. A talajvédelmi intézkedések egymagukban itt már nem elegendők. Csakis részletes *tereprendezéssel egybekötött talajvédelmi módszerek gyakorlati alkalmazásával* lehet ezt a területet rentábilis gazdálkodásra alkalmassá tenni.

A Tolnai-dombság más területein kialakult táblarögök fő vonásaikban csak annyiban különböznek a szabályos kifejlődésű hegyháti és völgyégi táblarögöktől, hogy különböző irányú és egymással nem párhuzamos szerkezeti vonalak között alakultak ki, s felszínük amazokénál valamivel aprólékosabban tagolt. Elsősorban *Dél-Hegyhát* és a *Szekszárdi-dombvidék* kisebb területű táblarögei tartoznak ezek sorába.

### B) Löszborította pannóniai rögök

A Tolnai-dombság belső területének szerkezeti-morfológiai formáit a táblarögök mellett a legnagyobb elterjedésben a féloldalasan kiemelt szabálytalan alakú löszborította *pannóniai rögök* és *rögsorok* képviselik.

A felszín rögös feldarabolódása elsősorban a Szekszárdi-dombvidéken, valamint Dél-Hegyhát Ny-i és DNy-i részén a legszembetűnőbb, de kevésbé aprólékos tagoltsággal és kisebb területi kiterjedésben a löszös dombság más területein is jellegzetes. Így pl. különálló rögök jellemzik helyenként a Hegyhát fővízválasztóját hordozó Ny-i töréslépcsős peremet, valamint a Völgyseg É-i peremterületét.

1. A löszborította pannóniai rögök legsajátosabb morfológiai formában a Szekszárdi-dombvidéken alakultak ki, ahol a dombság belső területét féloldalasan kiemelt, különböző irányban kibillent, szabálytalan alakú kisebb-nagyobb rögök és rögsorok jellemzik (55. ábra).

Általános szerkezeti és morfológiai jellemvonásuk, hogy a dombság belső területét feldaraboló, egymást keresztező, különböző irányú (ÉNy—DK-i, K—Ny-i, ÉK—DNy-i, NyÉNy—KDK-i, É—D-i és ÉÉNy—DDK-i) vetősíkok által előrejelzett eróziós völgyek között emelkednek ki, mozaikszerűen helyezkednek el, és mikrotektonikusan is feldarabolódtak.

Szerkezeti-morfológiai megfigyeléseink és rétegdőlés méréseink szerint az egymás mellett mozaikszerűen elhelyezkedő rögöket és rögsorokat a dombvidék általános kiemelkedésével egyidejűleg vetődések alakították ki, úgy, hogy a függőleges mozgások során az egymást keresztező vetődések által közrefogott rögök önálló mozgást végezve DK-i irányban féloldalasan emelkedtek ki, különböző szintekbe kerültek, s a kéregmozgások intenzitása idején a vetősíkok mentén még különböző irányokba ki is billentek. Ez a magyarázata annak, hogy az egyes rögök egymáshoz viszonyítva nagyon különböző magasságokban



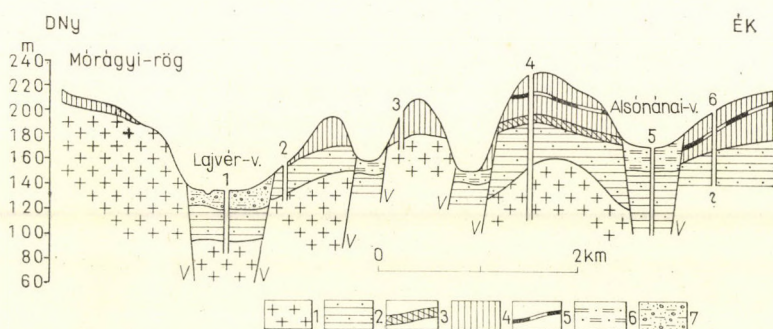
helyezkednek el (Óriás-hegy 300 m, Bati-hegy 226 m, Basa-hegy 174 m, Palánki-hegy 238 m, Grábóci-hegy 190 m, Cserhát-hegy 274 m a tszf.), és az általános DK-i főiránytól eltérően a rögök egyes részei más irányokban is elmozdultak.

A mondottakat a rögök pannóniai fekéjében mért különböző irányú és szögértékű rétegdőlések (24. ábra, 1. kép) és vetődések (26. ábra), valamint a jelentékeny ugrómagasságú vetőpászták mentén kialakult aszimmetrikus eróziós fővölgyek igazolják.

A rögök kialakulása és mikrotektonikus feldarabolódása nem egyidejűleg történt. A dombvidék rögös feldarabolódása középpleisztocén szerkezeti mozgásokkal hozható összefüggésbe. Méréseink szerint ugyanis a nagyobb völgyekben (Csatári-, Tóth-, Bartina-, Gyertyámos-, Hidas-völgy) helyenként csak a pannóniai feké és a lepusztulásból kimaradt alsópleisztocén fosszilis vörösayag vetődött el, de a vetődések az idősebb üledékek fedőjébe települt fiatalabb lösz sehol sem érintik, ami arra utal, hogy a dombvidék belsejének rögökre való feldarabolódása a vörösayag lepusztulása után és az újpleisztocén lösz képződése előtt történt. Emellett szól a rögös területen felhalmozódott löszök településhelyzete is. A rögök lejtőin települt löszök vörösbarna fosszilis talajzónái mindenütt a völgytalpak felé lejtének, ami a dombvidéknek a löszképződés előtt történt feldarabolódására és a rögök között kialakult fővölgyek utólagos ellöszösödésére utal (55. ábra).

A rögök mikrotektonikus feldarabolódása már az újpleisztocénban ment végbe, s a löszben felismert vetődések szerint velük együtt jelentékenyen összetöredezett. E mozgások időben egybeestek Észak-Hegyhát táblarögeinek és Dél-Hegyhát rögeinek a kialakulásával. A rögök lösztakaróját tagoló vörösbarna talajzónák vetői szerint (42., 43., 44. ábra) a mozgásfolyamatok intenzitása a *würm I* és *würm II* idején lehetett a legerősebb.

A fiatal mozgások hatására a löszborította pannóniai rögök felszínalakítási képében a hegyháti és a völgyeségi táblarögökhöz hasonlóan az *idős alaphegység rögös szerkezete elevenedett meg*. Az 56. ábrán bemutatott szelvény a Szekszárdi-dombvidék felszíni domborzatának a mélyszerkezettel



56. ábra. A Szekszárdi-dombvidék D-i részének rögös feldarabolódása (a felszíni domborzat az alaphegység tektonikai szerkezetének a tükröképe)

1 = alsókarbon gránit, 2 = felsőpannóniai üledékek (homok, agyag, agyagos homok, homokkő, homokos agyag), 3 = alsópleisztocén fosszilis vörösayag, 4 = fakósárga típusos lösz, 5 = vörösbarna fosszilis talajzóna, 6 = átmosott lösz, 7 = gránittörmelék, iszapos, löszös homok, V = vető, vetőzóna



való szoros összefüggését tükrözi, ahol a feldarabolt mélységi gránitrögök világosan jelzik, hogy a fiatal üledékes takaróból felépült jelenlegi domborzat rögös feldarabolódása az alaphegység tektonikai szerkezetének a tükörképe.

A vetődésekkel körülhatárolt pannóniai rögök egyik sajátos szerkezeti-morfológiai vonása a rögök nagyfokú *aszimmetriája*. Az aszimmetria elsősorban a rögök eredeti féloldalas kiemelkedésével és különböző irányú későbbi kibillenésével magyarázható, de jelenlegi méretében és formájában nem kizárólag a szerkezeti mozgások következménye. A rögök formálásában ugyanis a szerkezeti mozgások mellett az *alternatív denudációnak* (periglaciális szoliflukció, areális erózió, suvadások) is szerepe volt. Erre utalnak a rögök lejtőit borító, erősen kevert anyagú szoliflukciós üledékfelhalmozódások, a típusos löszkötegeket tagoló *szolifluidált löszrétegek*, valamint a lejtőkön és völgytalpakon felhalmozódott *átmosott löszös üledékek*.

Az alternatív denudáció főleg a D-i, DK-i és K-i kitettségű lejtőkön volt hatékonyabb, ami azzal az eredménnyel járt, hogy a kedvezőbb expozíciójú lejtők intenzívebb lepusztulásával a DK-i irányban féloldalasan kiemelt rögök *aszimmetriája* még jobban megnövekedett.

A rögök lejtőinek a kialakításában az említett tényezőkön kívül a *suvadásoknak* is igen jelentékeny szerepük volt. Különösen a nagyméretű pleisztocén suvadások gyakoroltak maradandó hatást a lejtők formálásában. A lejtő expozíciójától függetlenül helyenként menedékesebbé formálták a lejtőket, helyenként viszont a nagyméretű „lesuvadt koporsók” meredek tört lejtőket hoztak létre. A történelmi idők óta a lejtők fejlődését az *antropogén hatások* is nagymértékben befolyásolják. Fejlődésükben már az erdő kiirtása is lényeges változást eredményezett. Napjainkban az intenzív mezőgazdasági művelés alá vett meredek lejtőkön van a legnagyobb szerepük az antropogén hatásoknak. Vonatkozik ez elsősorban a szőlőművelés alatt álló területekre, ahol a 25–30°-os meredek lejtők az esetek többségében az *antropogén hatások* által „gyorsított erózió” következtében alakultak ki.

A szerkezetiileg előrejelzett eróziós völgyek mellett a különböző típusú *deráziós völgyek* és *fülkék* sűrű hálózata, valamint a lösz változatos *lepusztulásformái* tagolják a löszborította rögöket, s a terület mezőgazdasági művelését rendkívül nagy mértékben megnehezítik.

A kibillent rögök vastag lösztakarójába vágódott nagy mélységű eróziós és deráziós völgyek, tágas páholyok és fülkék, valamint a szurdikok százai annyira aprólékosan felszabdalták a rögöket, hogy azokat ma már mindenütt *keskeny, lekerekített eróziós-deráziós löszhátak, éles löszgerincek, eróziós-deráziós tanúhegyek, keskeny denudációs nyergek és pusztuló lejtők* jellemzik (55., 56. ábra, 5. kép).

A beerdősült keskeny löszgerincek és löszhátak, valamint az eróziós-deráziós tanúhegyek kivételével, a rögök lejtői ma már mindenütt erősen *erodáltak*. Az erodáltság mértéke meghaladja az 50 %-ot, sőt a rögös területek nagyobb részén a lejtők termékeny mészlepedékes csernozjom- és barna erdőtalaja már 100 %-ig lepusztult, s a termelés már évtizedek óta az anyakőzetten folyik.

Az állandóan hátraharapódzó eróziós és deráziós völgyfők, valamint a mélyrevágódott löszszurdikok a keskeny löszhátakat és löszgerinceket sűrűn beréselik, s a lejtőleöblítő areális eróziós tevékenységgel együttesen kisebb-nagyobb *eróziós-deráziós tanúhegyekre* bontják (5. kép). A *tanúhegyek* a deráziós völgyek és a lösz lepusztulásformái mellett a rögökre darabolt területek felszínfejlődésének legszámottevőbb meghatározói. Rajtuk keresztül lehet a legpontosabban lemérni a *felszín fejlődésének* irányát és ütemét.

Ez a folyamat napjainkban főleg a Szekszárdi-dombvidék peremterületein jellegzetes, ahol a rögök vízvázasztóit hordozó magas löszhátak és





5. kép. Derázios völgyekkel és szurdikokkal felszabdalt keskeny (50—100 m) löszgerincek a Parászta-völgy baloldali lejtőjén

lössgerincek gyors ütemű lepusztulását a *tanúhegyek* egész sora jelzi. Különösen a dombvidék É-i és Ny-i peremterülete érdemel figyelmet, ahol a Völgysegi-patak, ill. a Rák-patak völgye felé kibillent rögök már teljes terjedelmükben tanúhegyekre bomlottak fel. A lepusztulás mértékét itt a tanúhegyek között kialakult keskeny *denudációs nyergek* kitűnően jelzik.

Hasonló a felszín fejlődésmenete a dombvidék ÉK-i részén, a Parászta-, Bartina-, Csatári- és Tóth-völgy között kialakult rögsor területén is. Itt egyrészt a fővölgyekre nyíló nagy esésű derázios völgyek között kialakult keskeny (80—100 m) *lössgerincek* tanúhegyekre való felbomlása van folyamatban (5. kép), másrészt pedig a rögök délies kitettségű lejtőin hátraharapódzó derázios völgyfők és az É-i expozíciójú lejtők felől visszavágódó löszszurdikok a fő vízválasztót hordozó magas *lössháta*k egységét kezdik megbontani.

A rögökre darabolt területeknek ez a gyors ütemű lepusztulása, amely rendszerint a derázios völgyek és a löszszurdikok fejlődésén keresztül a tanúhegy-képződéshez vezet, rendkívül káros következményekkel jár mindenfelé. A talajtakaró lepusztulásán kívül *nagymértékben nő a lejtős területek nagysága és a felszín tagozottsága*, ami fokozott mértékben hat vissza a felszín további lepusztulására.

Nem véletlen tehát, hogy a *lössborította rögök a Tolnai-dombság mezőgazdasági művelésre legkevésbé alkalmas területei*. Aprólékos tagoltságuknál és nagymértékű erodáltságuknál fogva jelenlegi állapotukban *korszerű nagyüzemi mezőgazdasági termelésre teljesen alkalmatlanok*.

A Tolnai-dombság más területein kialakult löszborította pannóniai rögöket a most ismertetett főbb szerkezeti-morfológiai jellemvonásoktól eltérően csak jelentéktelen helyi jellegű szerkezeti és domborzati különbségek jellemzik.



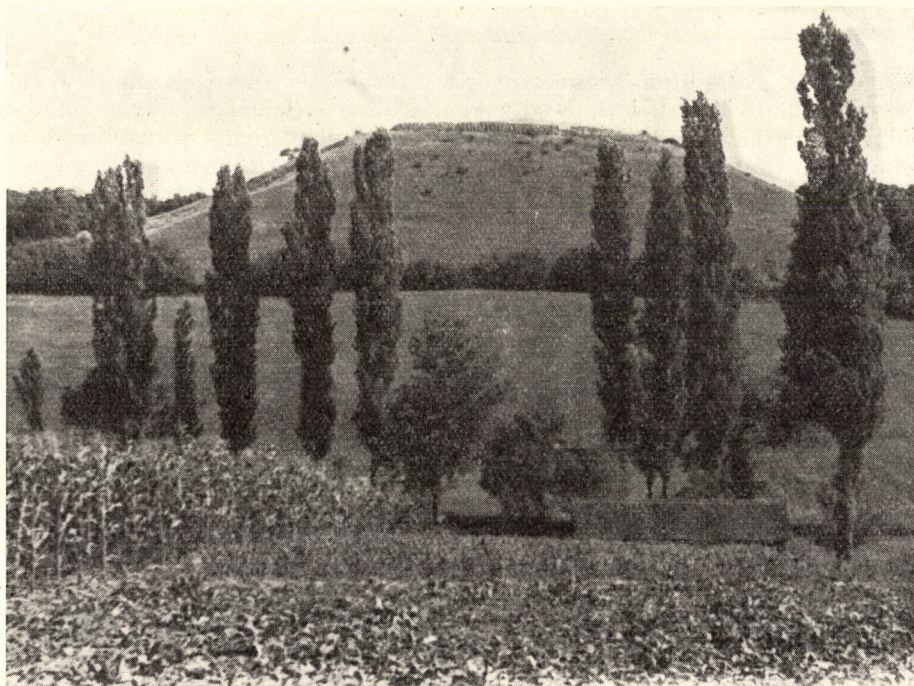
2. *Dél-Hegyhát* Ny-i és DNy-i részének löszborította rögei mindenekelőtt *aprólékosabb tagoltságukkal tűnnek ki*. Ez a Hegyhát legmagasabbra kiemelt (legnagyobb magassága 286 m a tszf.) és legerősebben feldarabolt területe.

A rögös feldarabolódás itt is a terület általános kiemelkedésével egyidejűleg történt, azzal a különbséggel, hogy a rögök hasonló középmagasságban (250–260 m a tszf.) alakultak ki, s kibillenésük nem volt olyan jelentékeny és egyértelmű ( $1-4^\circ$ ), mint a Szekszárdi-dombvidéken. Ennek megfelelően a löszborította rögök kevésbé aszimmetrikusak, és különböző irányokban [ $\text{É } (358^\circ) 2^\circ$ ,  $\text{ÉNy } (316^\circ) 3-4^\circ$ ,  $\text{DDK } (150^\circ) 1-3^\circ$ ,  $\text{DK } (140^\circ) 2^\circ$ ] dőlnek.

*Felszínalaktanilag a rögöket sűrű és mély (120–140 m) völgyhálózat, meredek ( $30-40^\circ$ ) pusztuló lejtők és keskeny vízválasztók jellemzik*. A rögök területének több mint 80%-a lejtőből áll, s a völgyek közti keskeny vízválasztókat is csak 100–150 m széles löszgerincek képviselik, melyek számos helyen 20–40 m-re elkeskenyedve már csak a *dűlőutak* vezetésére szolgálnak. Sőt, helyenként — ha csak rövid szakaszon is — a vízválasztók már csupán 1–3 m széles éles gerincek formájában maradtak fenn.

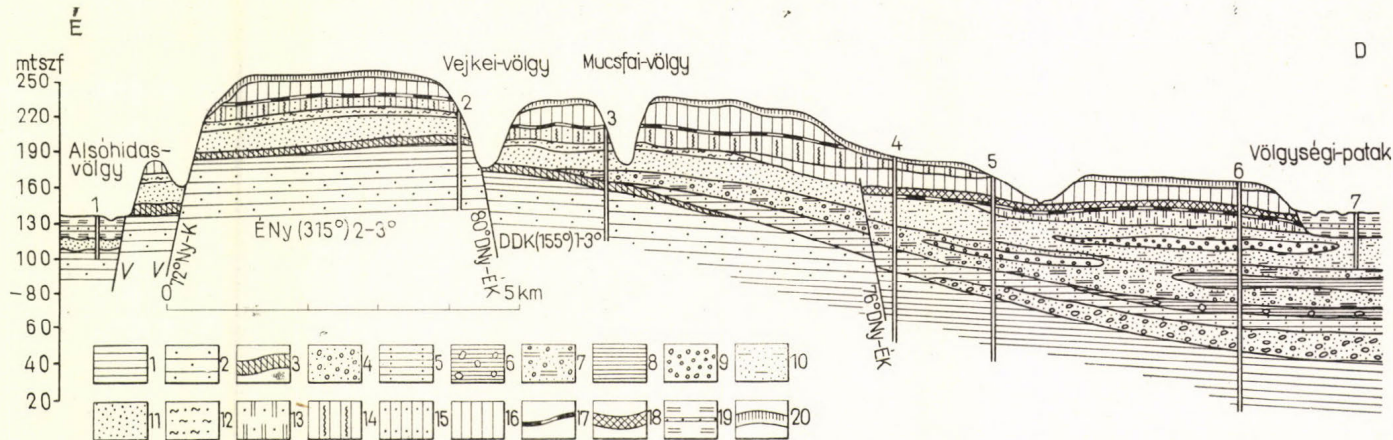
A szántóföldi művelés alatt álló keskeny löszgerincek és a menedékesebb lejtők is rohamosan pusztulnak. A két oldalról visszavágódott deráziós és eróziós-deráziós völgyfők szerteágazó, gyors ütemű hátraharapódzása következtében rövidesen *tanúhegyekre bomlanak fel* (6. kép), és kiesnek a mezőgazdasági művelés alól.

Vonatkozik ez mindenekelőtt a Dúzs—Kurd—Mucsi között kialakult löszborította rögökre, melyek olyan nagymértékben tagoltak, hogy természetföldrajzi adottságaik alapján már csak *erdőtelepítésre hasznosíthatók*.



6. kép. Eróziós-deráziós tanúhegy az Alsóhidas-patak felső szakaszának mellékvölgyei között Mucsi határában.





57. ábra. A Völgyesség földtani keresztmetszelvénye Muci és Máza között

1 = szürke és késszürke pannóniai agyag, 2 = szürke pannóniai homok, homokkő, 3 = alsópleisztocén vörösagyag (számos helyen szoliflukciósan áttelepítve), 4 = rozsdavörös, durvaszemű homokos kavics, mészkőtörmelékkel és görgeteggel, 5 = barnássárga homokos agyag, 6 = szürkésbarna meszes kavicsos agyag, 7 = barnássárga, csillámos, kavicsos, agyagos folyóvízi homok, 8 = szürke tömött agyag, 9 = rozsdavörös aprókavics, 10 = vörössárga, aprószemű, jól osztályozott, iszapos folyóvízi homok, 11 = aprószemű folyóvízi homok, 12 = iszapos agyag, agyagos, homokos szoliflukciós üledék, 13 = átmosott, homokos, mésziszapos lösz, 14 = szoliflukciós lejtőtörmelékös lösz, 15 = szürkésárga homokos lösz, 16 = fakósárga típusos lösz, 17 = vörösbarna fosszilis talajzóna, 18 = világosbarna, csernozjom típusú fosszilis talajzóna, 19 = homokos, agyagos, lejtőtörmelékös, átmosott löszös üledék, 20 = barna erdőtalaj, V = vető, vetőzóna



3. A *Völgység* É-i peremterületén és helyenként a Hegyhát Ny-i töréslépcsős peremén kialakult nagyobb különálló rögök főbb vonásaikban abban különböznek a Szekszárdi-dombvidék löszborította rögeitől, hogy *a fő vetődési vonalakra nem merőlegesen, hanem azokkal párhuzamos irányban billentek ki, és mikrotektonikusan egyáltalán nem darabolódtak fel.* Ennek megfelelően a nagyobb rögeket általában *lapos tetejű széles (250–500 m) löszhátak* és többnyire *pusztuló domború lejtők* jellemzik (57. ábra).

A lejtők formálásában a *periglaciális szoliflukciónak* itt is igen nagy szerepe volt. Különösen az É-i kitettségű meredekebb lejtőkön (20–25°) figyelhető ez jól meg, ahol a lösz fűkájában átlagosan 3–6 m vastag, erősen kevert anyagú (homok, vörösgyag, pannóniai agyag, konkreció) szoliflukciós üledék halmozódott fel. Hasonlóképpen szolifluidált állapotban fordulnak elő az É-i kitettségű lejtők lösztakaróját tagoló vörösbarna fosszilis talajok is.

A lejtők általában mindenütt egységesebbek, azokat csak jelenkori kisebb derázis völgyek és löszmélyutak tagolják, s az éghajlati kitettség-től függetlenül ott válnak meredekebbé és tagoltabbakká, ahol az évszázados szőlőkultúra következtében az *antropogén hatások* jelentékenyen befolyásolták a lepusztulást.

Elsősorban az Alsóhidas-patak völgye, a Závodi-völgy és a Vejkei-völgy között kialakult, hosszan elnyúló, ovális alakú löszborította rögök tartoznak ezek sorába (57. ábra), de hasonló morfológiai sajátosságok jellemzik a Hegyhát Ny-i peremén kialakult különálló rögeket is.

### *C) A peremterületek denudációval átalakított szerkezeti lépcsői*

A táblarögök és a löszborította rögök mellett a Tolnai-dombság legfigyelemreméltóbb szerkezeti-morfológiai formái a *peremterületek szerkezeti lépcsői* (7. kép).

Elterjedésük igen jelentékeny, mert a „szigethegyként” kiemelkedő löszös dombság peremterülete csaknem körös-körül lépcsős levetődések mentén alakult ki.

A peremi lépcsős levetődés általában mindenütt egymást keresztező, váltakozó irányú párhuzamos vagy közel párhuzamos vetőpászták között történt, de hosszú szakaszon azonos számú és szintű lépcsőtestek sehol sem alakultak ki. A löszös dombság peremterületeinek egyes szakaszain három, más szakaszain pedig két vetőpásztá mentén következett be olyan mértékű függőleges elmozdulás, ami a fedő pannóniai üledékekben felszíni forma kialakulására vezetett.

A töréslépcsők eredeti szerkezeti formájukat a puha kőzet ellenére többnyire jól megőrizték. Tájunkban sok helyen ma is épek a töréslépcsők, viszont a peremterületek egyes szakaszain a *suvasodások*, a *periglaciális szoliflukció* és a *lejtőleöblítő areális erózió* nagymértékben megbontotta a lépcsőtestek egységét és helyenként az egyes szinteket a felismerhetetlenségig elpusztította.

*A legszebb és legépebb megtartású töréslépcsős perem a Szekszárdi-dombvidék K-i és helyenként a Hegyhát Ny-i szegélyét jellemzi.*

A széles platójú (150–200 m) ép töréslépcsők itt már messziről felhívják a figyelmet, mert éles, meredek homlokperemükkel a Duna-, ill. a Kapos-



völgy alluviális felszínéből hirtelen 100—160 m viszonylagos magasságba emelkednek ki (7. kép).



7. kép. A Szekszárdi-dombvidék töréslépcsős pereme a Parásztavölgy és a Bartina-völgy nyílása között

A 30—35°-os lejtőről a talajtakaró (mészlepedékes csernozjom) már teljesen lepusztult

Az említetteken kívül lépcsős törések jellemzik még a Völgyseg Ny-i, a Szekszárdi-dombvidék É-i, valamint a Hegyhát É-i és K-i peremét is, de ez utóbbi helyeken a töréslépcsők az alternatív denudáció következtében jobban lepusztultak.

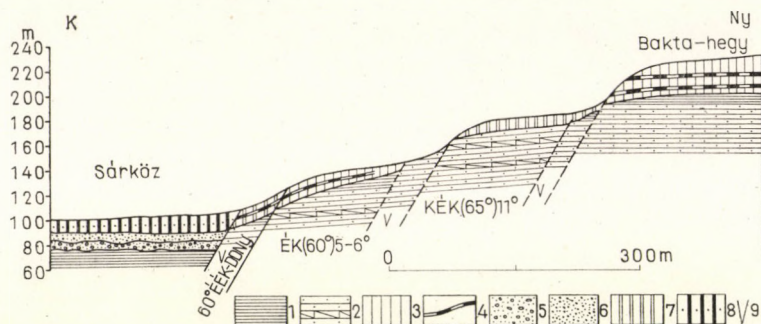
1. A szerkezeti lépcsők legtipikusabb formában a Szekszárdi-dombvidék K-i, Sárköz felőli peremén alakultak ki. Itt Szekszárdtól Lajvérig, mintegy 20 km-es szakaszon kísérik végig a dombvidék peremterületét. A lépcsőtestek morfológiai formái, valamint a lépcsőperemek futásával megegyező irányú vetődések (26. ábra) és a pannóniai üledékekben mért rétegdőlések (24. ábra) alapján lehet következtetni a töréslépcsők kialakulására.

A fenti adatok szerint a Szekszárdi-dombvidék K-i peremének szerkezeti lépcsői É—D-i és ÉÉK—DDNy-i irányú peremvetődések között alakultak ki, olyképpen, hogy a dombvidék újpleisztocén kiemelkedése és a Sárköz súlylyedése idején a függőleges mozgások során a peremterület közel párhuzamos vetőpárhuzamok között lépcsősen lesüllyedt, helyenként összetöredezett, és erősen kibillent.

A Szekszárdi-dombvidék K-i peremén a töréslépcsők hármas és kettes sorozata fejlődött ki. A legszebb kifejlődésben és a legépebb formában a Parásztavölgy és a Bartina-völgy, a Bartina-völgy és a Csátári-völgy, valamint a Csátári-völgy és a Tóth-völgy közötti szakaszon fordulnak elő. A lépcsőtesteket itt mindenütt ép, meredek (10—18°) homloklejtők és széles (150—200 m), menedékes (3—6°) felszínű platók jellemzik.



A legalsó, vékony lösszel fedett töréslépcső (130–140 m a tszf.) viszonylag menedékesebb lejtővel emelkedik ki a Sárköz alluviális felszínéből (98–100 m a tszf.), de általában 20–25 m-es meredek homloklejtővel határolódik el a 160–180 m tszf-i magasságban húzódó második (középső) lépcsőtest platójától, amelyből rendszerint még meredekebb (18–20°) és magasabb (30–35 m) homloklejtővel emelkedik ki a legfelső lépcsőtest.



58. ábra. A Szekszárdi-dombság K-i, töréslépcsős peremének keresztmetszeti szelvénye a Bakta-hegy és a Sárköz között

1 = pannóniai agyag, 2 = pannóniai homok, homokkő, 3 = típusos lösz, 4 = vörösbarna fosszilis talajzóna, 5 = világosszürke érdes folyóvízi homok, 6 = homokos kavics (dunakavics), 7 = szoli-flukciós lösz, 8 = átmosott homokos, iszapos lösz, 9 = vető, vetőzóna

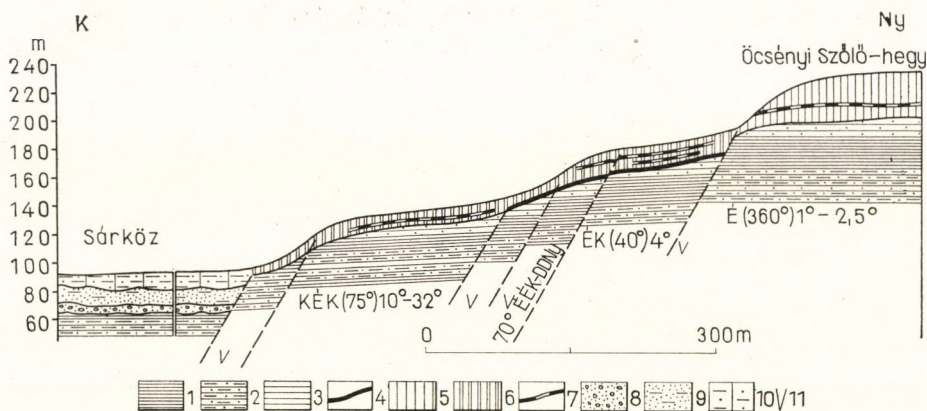


8. kép. A Szekszárdi-dombság hármastöréslépcsős pereme a Bartina- és Csatári-völgy nyílása között



A töréslépcsők egyik legsajátosabb szerkezeti vonása a *lépcsőtestek jelentékeny kibillenése*. A peremvetődések következtében a pannóniai fekvő sehol sem maradt eredeti vízszintes településben, hanem az egész szakaszon egyértelműen ÉK-i, ill. KÉK-i irányban a Sárköz felé mozdult el. Az elmozdulás általában különböző mértékű, de lényegesen jelentékenyebb (24. ábra), mint a rögök és táblarögök esetében.

A lépcsőtestek meredek homlokfalában, amely számos helyen a fekvő pannóniai üledékekig erodálódott, a lépcsőperemet kialakító *vetődések és rétegdőlések* (1. kép) egész sorozata figyelhető meg.



59. ábra. A Szekszárdi-dombvidék töréslépcsős peremének földtani szelvénye az Öcsényi Szőlő-hegy és a Sárköz között

1 = pannóniai agyag, 2 = pannóniai homokos agyag, 3 = pannóniai homok, homokkő, 4 = alsópleisztocén vörösayag, 5 = típusos lösz, 6 = szoliflukciós lösz, 7 = fosszilis talajzóna, 8 = világosszürke, durvaszemű folyóvízi homok, 9 = szürke, finomszemű, iszapos folyóvízi homok, 10 = átmosott lejtőtörmelékeny lösz, 11 = vető, vetőzóna

Az alábbiakban a tanulmányozott szakaszt két keresztmetszeti szelvényen mutatjuk be.

Az 58. ábra és a 8. kép a Bartina- és a Csatári-völgy nyílása közötti *töréslépcsős szakasz* keresztmetszeti szelvényét ábrázolja. Itt mindenekelőtt a legalsó lépcsőtestet borító egy fosszilis talajzónás lösz a fekvő pannóniai rétegsorral együtt a lépcső homlokfala közelében 60° ÉÉK—DDNy-i irányú vetősík mentén vetődött el. A vető iránya ezen a szakaszon pontosan megegyezik a lépcsőperem futásirányával. Az alsó lépcsőtest platójában a pannóniai rétegek KÉK (60°) 5—6° és ÉK (45°) 10° alatt a Sárköz felé dőlnek. Megemlítjük, hogy az említett feltárás közelében ugyancsak az alsó lépcsőtestben 75° KÉK—NyDNy-i irányú vetősík mentén a fekvő pannóniai rétegsorral együtt két fosszilis talajjal tagolt lösz van elvetődve. A második lépcsőtest széles platóját fosszilis talaj nélküli vékony, szakadozott szoliflukciós lösz borítja. A lépcsőtest meredek homlokfalában mért rétegdőlés [KÉK (65°) 11°] szerint ez a lépcső is jelentékenyen kibillent. A legfelső töréslépcső (220 m a tszf.) mintegy 30 m-es meredek peremmel emelkedik ki a második lépcsőtestből, s felszínét átlagosan 20 m vastag, két fosszilis talajjal megosztott lösz borítja.

Az 59. ábrán a Csatári-völgy és a Tóth-völgy közti perem keresztmetszeti szelvényét mutatjuk be. A lépcsőtestek ezen a szakaszon is széles, enyhén lejtősödő platóval és éles, meredek homloklejtővel hanyatlanak le a Sárközre.

A pannóniai fekvőben mért rétegdőlés szerint az első [KÉK (75°) 10—32°] és második [ÉK (40°) 4°] lépcsőtest itt is jelentékenyen elmozdult, s ezenkívül a második lépcső 70° ÉÉK—DDNy-i irányú vetősík mentén kétszeresen is elvetődött. A vetődés itt 10 m vastag, két fosszilis talajzónával tagolt lösz s a fekvőbe települt vörösayagot és a pannóniai rétegsort érte. Megemlítjük még, hogy Várdombbal szemközt,



a középső töréslépcsőben 19°-os ÉK-i (40°) irányú, a legfelső lépcsőtestben pedig 6°-os KÉK-i (60°) irányú elmozdulás mérhető a pannóniai homokkőben (27. ábra).

A töréslépcsők kialakulása és ezzel egyidejűleg a Sárköz lesüllyedése adataink szerint újpleisztocén szerkezeti mozgásokkal hozható összefüggésbe. *Morfológiai adataink szerint a Szekszárdi-dombvidék K-i peremének lépcsős levetődése az utolsó jégkorszakban következett be, s a fosszilis talajok vetőinek tanúsága szerint (mind az egy, mind a két fosszilis talajjal tagolt löszök el vannak vetődve) a töréslépcsőket kialakító szerkezeti mozgások fő intenzitása minden valószínűség szerint a würm II és a würm III időszakban volt (27., 58., 59. ábra).*

A töréslépcsőket kisebb-nagyobb foltok kivételével mindenütt lösztakaró fedi, de a lösz vastagsága és jellege kis területen belül is nagyon változó. Itt kis területen belül típusos löszök, homokos löszök, szolifluidált löszök, erősen kevert anyagú (lösz, vörösgyag, pannóniai agyag, homokkódarabok, konkrécio) szoliflukciós szemetes löszös üledékek és különböző jellegű átmosott löszök kisebb-nagyobb foltjai váltakoznak egymással.

A szoliflukciós löszök túlnyomóan a lépcsőtestek széles platóit fedik, s azok lejtésével megegyező irányban dőlnek. A legalsó, de főleg a középső lépcsőtest lösztakarója ma már erősen ki van vékonyodva. Átlagos vastagsága maximálisan 5–6 m lehet, de számos helyen csak 1–3 m vastag. Különösen a szoliflukciós lösz erősen vékony, szakadozott, sok helyen a pannóniai üledékek felszínre is bukkanak alóla. Ugyanakkor a lösz helyenként eléri a 10–20 m vastagságot is.

A szoliflukciós löszök és löszös üledékek jelenléte és nagy elterjedése egyben a periglaciális szoliflukció lejtőletaroló tevékenységére is utal. *A periglaciális szoliflukció mindenekelőtt a lépcsőtestek platóit gyalulta le, de a meredek homloklejtőket nem romtolta el.*

A suvadásoknak a töréslépcsők elrombolásában csak a Palánki-hegy K-i lejtőjén volt jelentékenyebb szerepük. Ezen a szakaszon a nagyméretű pleisztocén suvadások a töréslépcsőket teljesen elrombolták, s helyükön ma a lesuvadt koporsók meredek lejtőjű „púp” és „halom” alakú formái tanulmányozhatók. Feltűnő, hogy a dombvidék K-i töréslépcsős peremét a vízmásások és mellékvölgyek még egyáltalán nem szabdalták fel. Néhány löszszurdik és löszmélyút kivételével a lépcsős peremet sem eróziós, sem deráziós völgyek nem tagolják. A fiatal mozgásokat igazoló fosszilis talajzónák vetői mellett a lépcsőtestek pusztuló domború lejtői is a töréslépcsők fiatal kialakulására utalnak.

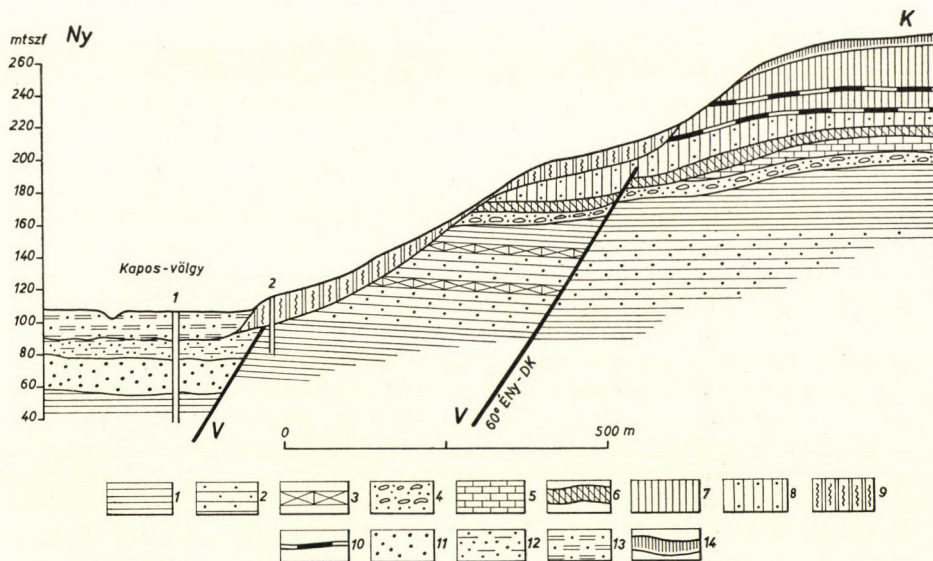
Annál jelentékenyebb viszont a lépcsőtestek talajtakarójának napjainkban végbenemő nagyarányú lepusztulása. A gyors ütemű talaj- és felszínpusztulás itt elsősorban az intenzív mezőgazdasági műveléssel kapcsolatos antropogén hatások következménye. A töréslépcsők ugyanis már évszázadok óta szőlőművelés alatt állnak, s így az antropogén hatások által felfokozott és meggyorsított areális erózió az erdők kiirtása óta a lejtők nagyobb részén a talajtakarót 100%-ig lepusztította, s ahol még nem erodálódott le teljesen, ott is 75%-nál nagyobb mértékű lepusztulást szenvedett. A lépcsők meredek homloklejtőin a talaj után az anyakőzet is olyan mértékig erodálódott, hogy széles pásztában számos helyen a pannóniai homok és agyag került a felszínre. Egyéb-ként ez a töréslépcsős perem az egész Tolnai-dombság legerősebben erodált területe.

A gyors ütemű talajerózió megfékezése céljából elkerülhetetlenül szükséges itt minél előbb talajvédelemmel összehangolt ésszerű tereprendezést végrehajtani, mert ellenkező esetben a talajtakarójától megfosztott lejtők felszínfejlődése a közeljövőben a löszmélyutak, löszszakadékok, löszszurdikok és deráziós völgyek kialakulásán keresztül a töréslépcsők aprólékos feldarabolódásához vezet.



Lépcsős törésperem jellemzi a dombvidék ÉÉK-i részét is, ahol a Palánki-hegy két, ill. három lépcsőben szakad le a Völgségi-patak völgymedence-szerűen kiszélesedő süllyedékterületére. Ezen a szakaszon azonban a *periglaciális szoliflukció* a lépcsőtesteket jobban elpusztította, s így az egyes szintek nem kísérik végig a peremet, hanem szakaszonként váltakozva, hol a legalsó, hol pedig a középső lépcsőtest tűnik fel jobban. A lépcsős törésperem ép kifejlődésben csak a Palánki-hegy Ny-i részén maradt meg, de itt is csak néhány száz m-es szakaszon. Keresztmetszeti szelvénye a dombvidék K-i töréslépcsős peremével teljesen egyező szerkezeti és morfológiai jellemvonásokat mutat.

A Tolnai-dombság más peremterületein kialakult szerkezeti lépcsők jelenlegi felszínalakjait tekintve sok vonatkozásban különböznek a Szekszárdi-dombvidék K-i peremének töréslépcsőitől.



60. ábra. A Hegyhát Ny-i peremének földtani szelvénye Pincehelynél

1 = barnásszürke és tarka pannóniai agyag, 2 = szürke pannóniai homok, 3 = pannóniai homokkő, 4 = pannóniai anyagból származó törmelkes konkréciós zóna, 5 = édesvízi mészkőpad, 6 = alsópleisztocén fosszilis vörösayag, 7 = fakósárga típusos lösz, 8 = szürkésárga homokos lösz, 9 = atmoszával és szoliflukcióval áttelepített, mészfedűsüléses szemetes lösz, 10 = vörösbarna fosszilis talajzóna, 11 = durvaszemű folyóvízi homok, 12 = iszapos folyóvízi homok, 13 = lejtőtörmelékkel kevert, átmosott, iszapos, homokos, löszös üledék, 14 = mészlepedékes csernozyom, V = vető, vetőzóna

2. Az egyéb területek közül elsősorban a Hegyhát É-i és Ny-i, valamint a Völgség Ny-i peremterületének töréslépcsői érdemelnek nagyobb figyelmet.

A töréslépcsők kialakulása itt is ugyanúgy történt, mint a Szekszárdi-dombvidéken, azzal a különbséggel, hogy a peremvetődések között keskenyebb lépcsőtestek (100 m) alakultak ki (60. ábra), jobban összetöredtek, és eredeti vízszintes településükből kisebb mértékben billentek ki.

A lépcsőtestek a Hegyhát és a Völgség Ny-i peremén érdekes módon nem a Kapos-völgy felé mozdultak el, hanem a Hegyhát belseje felé. A



pannóniai rétegek, amint azt már TOBORFFY G. (1925) is megállapította, többnyire 2–4°-os dőléssel DK felé hajlanak.

Egy másik lényeges különbség a Szekszárdi-dombvidék K-i töréslépcsős peremével szemben az, hogy itt a töréslépcsők nem kísérik végig a Hegyhát peremét, mert egyes helyeken a peremvetődés egyetlen vetőpásztá mentén következett be, s így egyes szakaszokon töréslépcsők egyáltalán nem keletkeztek. Így pl. a Hegyhát K–Ny-i irányú kiszögellései lépcső nélküli meredek töréssperemmel szakadnak le mindenütt.

A szerkezeti-morfológiai különbségek mellett a Hegyhát–Völgység töréslépcsős peremét *jelentékenyebb lepusztulás* és *nagyobb mértékű tagoltság* is jellemzi. Vonatkozik ez mindenekelőtt a simontornyai, tolnanémedi, pincehelyi, belecskai, keszőhidegkúti, kurdi és döbröközi peremi szakaszokra, ahol a lépcsőtestek lepusztulása ma már nagymértékű.

*Az elsődleges szerkezeti formák lepusztításában és átfarmálásában itt döntő mértékben a pleisztocén és holocén suvadásoknak volt jelentékenyebb szerepük,* de egyes szakaszokon a periglaciális szoliflukcióval és a lejtőleöblítő areális erózióval együttesen rombolták el a töréslépcsőket.

A *suvadások* a Simontornya, valamint a Tolnanémedi–Pincehely és a Keszőhidegkút–Gerényás közötti hegyháti szakaszt érintették a legnagyobb mértékben. Itt a suvadások nyomán az egymás felett elhelyezkedő lépcsőtestek teljesen felbomlottak, szétszakadoztak, és a legkülönbözőbb formákban és alakzatokban egymásra csúsztak. A térszín arculata itt nagyon megváltozott. A lépcsőtestek korábbi normális lejtői „hepékkel és hupákkal” tarkított homorú lejtőkké alakultak át, amelyekből helyenként a nagyobb suvadások lesuvadt koporsói meredek pusztuló lejtőjű *dombok, halmok* és kisebb *kúpok* formájában emelkednek ki. Ugyanakkor a nagyobb suvadások karéjos szakadásvonalai mentén törtlejtők alakultak ki.

Az ily módon megbontott lejtős térszint a *periglaciális szoliflukció* is tovább formálta. A hullámos lejtőket helyenként meredek egyenes lejtővé gyalulta, másutt pedig kevert anyagú szoliflukciós üledékekkel töltötte fel a suvadások nyomán keletkezett térszíni mélyedéseket és tört lejtőket. A periglaciális szoliflukció lejtőletaroló, felszínformáló tevékenysége Pincehely, Belecska és Keszőhidegkút környékén volt a leghatékonyabb. A megsuvadt lépcsőtestek közé meredek falú deráziós völgyek harapódtak hátra, és nagy mélységű löszszurdikok vágódtak be. A deráziós völgyek és a löszszurdikok főleg a simontornyai és a Tolnanémedi–Pincehely közötti peremszakaszt tagolják aprólékosabban. Az erősen tagolt töréslépcsős peremen ma már csak a különböző szintekben épen maradt lépcsőtest darabok emlékeztetnek a hajdani szerkezeti formákra.

A *kurdi és döbröközi szakasz* töréslépcsős peremét főleg a periglaciális szoliflukció alakította át. A töréslépcsők itt nincsenek olyan nagymértékben elrombolva, mint a fent említett szakaszokon. Morfológiailag főleg abban különböznek a szekszárdi töréslépcsőktől, hogy a periglaciális szoliflukció a lépcsőtestek platóit itt ferdén legyalulta, és ezáltal a platók lejtésvizonyait jelentékenyen megnövelte. A viszonylag még ép lépcsőtestek platói 8–10°-os lejtősséggel hanyatlanak le a Kapos-völgyre (47. ábra).

A Hegyhát-perem legépebb töréslépcsői a Csernyédpuszta–Hőgyész közti peremszakaszon tanulmányozhatók (2. kép). A hármas tagozódású töréslépcsős perem szerkezeti és felszínalakítási vonatkozásban egyaránt a Szekszárdi-dombvidék jó megtartású töréslépcsőkkel jellemzett perem-



területére emlékeztet. Mintegy 5–6 km-es szakaszon ép, meredek ( $15-25^\circ$ ) homloklejtők és széles (100–150 m), enyhén lejtősödő ( $4-6^\circ$ ) platók jellemzik a lősszel és középpleisztocén folyóvízi homokkal fedett lépcsőtesteket. Szinte feltűnő, hogy ezt a lépcsős peremszakaszt sem a suvadások, sem a szoliflukciós mozgások nem háborgatták. A lejtők formálásában itt főleg az areális erózióknak volt szerepe, de felszínét sem eróziós, sem deráziós völgyek nem tagolják.

A Hegyhát—Völgység Ny-i és É-i lépcsős peremterülete is a talajerózió által legjobban sújtott területek közé tartozik. A termékeny talajtakaró (mészlepedékes csernozjom, barna erdőtalaj) jelentékeny százaléka már itt is lepusztult, s a napjainkban hatékony talajeróziós folyamatok már az anyakőzetet pusztítják.

#### D) Medencék és süllyedékterületek

A Tolnai-dombság táblarögökre és rögökre összetöredezett, sűrű völgyhálózattal tagolt löszborította felszínén nagy kiterjedésű, tágas, valódi medencék nem alakultak ki. Csak egyik oldalukon nyitott félmedence- és völgymedenceszerű feltöltött süllyedékterületek teszik változatosabbá felszínét.

Eredetüket tekintve valamennyi töréses és vetődéses mozgásokkal kialakított süllyedék. Közülük a *Bonyhádi-félmedence* és a *Kisszéckelyi-süllyedék* érdemel nagyobb figyelmet.

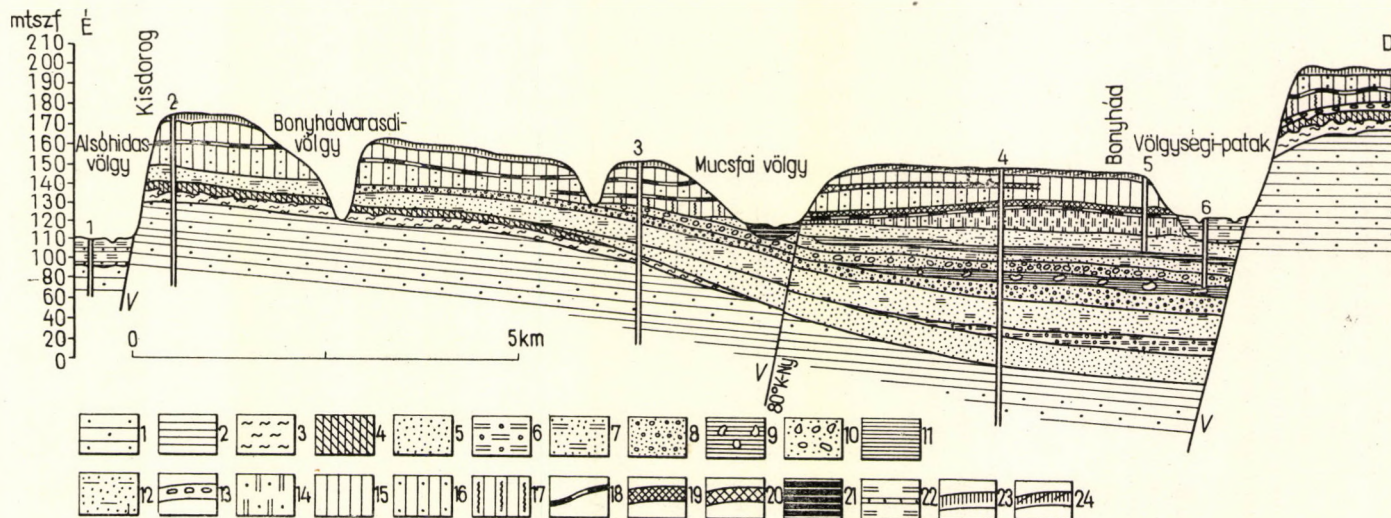
1. A legnagyobb a Mecsek É-i előtere, Dél-Hegyhát és a Szekszárdi-dombvidék által közrefogott Völgység DK-i térségében kialakult *Bonyhádi-félmedence*, amely a hegységi és dombsági övezet határterületén húzódó Ny—K-i csapásirányú, szabálytalan teknő alakú árkos süllyedékben keletkezett.

A Bonyhádi-félmedence a Mecsek hegységszerkezeti mozgásaival kapcsolatosan már a *harmadidőszaktól* (vagy még korábban?) kezdve többnyire szakaszos, lassú süllyedéssel alakult ki. A medence huzamosabb ideig tartó, váltakozó intenzitással megismétlődő süllyedését a györei, mázai és bonyhádi mélyfúrások igazolják, amelyek a Völgység Ny—K-i tengelyében a kristályos alaphegység rögeivel együtt 1000 m alá süllyedő felsőpannóniai üledékeket harántoltak (30. ábra). A bemutatott hosszanti szelvény szerint a Völgység Ny-i peremterületétől K felé fokozatosan kivastagodó felsőpannóniai üledékek intenzív felsőpannóniai süllyedést igazolnak.

A *völgységi süllyedék* igazi medence jellegét közvetlenül a felsőpannóniai medencetérszín szárazulattá válása után nyerhette el. A medence süllyedése a pleisztocénban is folytatódott, s a kutatófúrások által feltárt szárazföldi üledékek szelvényeinek tanúsága szerint a középpleisztocéntól kezdve a Hegyhát—Völgység üledékgyűjtő medencéjeként szolgált. A süllyedő medencében a középpleisztocén folyamán és az újpleisztocén elején 100–180 m vastag folyóvízi üledék halmozódott fel.

A Völgységi-medence közép- és újpleisztocén fejlődésmenetét, amelyet a lassú fokozatos süllyedéssel egyidejűleg feltöltődés jellemzett, a 35., 57., 61. ábrák szelvényei jelzik. A süllyedő medencét kitöltő üledékek (finom, aprószemű, iszapos, homokos, agyagos rétegsor) nagyobb részét a Hegyhát—Völgység hordalékkúpját építő, É-ről jövő vízfolyások rakták le, de rajtuk kívül a feltöltődésben jelentékeny szerepük volt a Mecsek felől leszaladó torrens jellegű vízfolyásoknak is, amelyek általában durvább





61. ábra. A Völgység K-i peremének földtani szelvénye az Alsóhidas-völgy és a Völgysegi-patak völgye között

1 = szürke pannóniai homok, homokkő, 2 = kékeszürke pannóniai agyag, 3 = erősen kevert agyagos, homokos, iszapos, törmelékes szoliflukciós üledék, 4 = alsópleisztocén vörösiszap (számos helyen szoliflukciósan áttelepítve), 5 = sárga, aprószemű, csillámos, meszes folyóvízi homok, 6 = rozsdabarna kavicsos agyag (kvare-, homokkő- és édesvízi mészkő-kavics), 7 = barnássárga, aprószemű, csillámos, meszes, erősen kötött agyagos homok, 8 = homokos kavics (kvare-, szarukő-, édesvízi mészkő-, homokkő-kavics), 9 = mészkonkréciós, erősen meszes, homokos, kavicsos fosszilis vörösiszap pleisztocén héjtöredékekkel, 10 = agyagos, homokos kötőanyagú, 5–6 cm  $\varnothing$ -jú mészkonkréciós szint, 11 = rozsdabarna, homokos, meszes, törmelékes fosszilis vörösiszap édesvízi mészkőtörmelékkel, 12 = sárga, aprószemű, csillámos, meszes iszapos homok, 13 = mészkonkréciós szint, 14 = átmosott homokos lösz, 15 = fakósárga típusos lösz, 16 = szürkésárga homokos lösz, 17 = szoliflukciós lösz, 18 = vörösbarna fosszilis talajzóna, 19 = sötétbarna, csernozjom típusú fosszilis talaj, 20 = világosbarna, csernozjom típusú fosszilis talaj, 21 = réti agyag, 22 = átmosott, homokos, agyagos, lejtőtörmelékes löszös üledék, 23 = barna erdőtalaj, 24 = csernozjom barna erdőtalaj, V = vető, vetőzóna



hordalékot szállítottak. Erre utalnak a jól osztályozott, hegyháti eredetű, iszapos, homokos, agyagos folyóvízi üledéksor közé települt kavicsos, mészkőtörmelékves kvarc- és mészkőgörgöttegeket ( $6 \times 15$  cm) tartalmazó, Mecsekből származó durva üledékek (35., 57., 61. ábra).

A vastag folyóvízi üledéksorral kitöltött medence hordalékkúpos felszínén az újpleisztocén folyamán átlagosan 20–40 m vastag lösz képződött, s a lösszel való kitöltődés után igazi medence jellege meg is szűnt. Morfológiai és alakrajzi sajátosságai alapján ma már nem tekinthetjük valódi medencének, inkább csak *félmedence* jellege van, mert É felé erősen nyitott.

A medencét kitöltő, két fosszilis talajzónával megosztott lösztakaró jelentékeny részét változó karakterű *átmosott löszök* képviselik, amelyek többnyire közvetlenül a hordalékkúp felszínére települnek (35., 57., 61. ábra). A lejtőleöblítéssel átmosott löszök túlsúlyban talajszemcsés és nagy makroporozitású szemetes löszök, melyek valószínűleg még a hordalékkúp épülésének időszakában, a würm elején és közvetlenül annak befejeződése után mosódtak át. A fosszilis talajzónákkal egyértelműen a térszín eredeti lejtősődésének irányában D felé hajlanak.

A lösztakaró felső szintjét általában típusos löszök és homokos löszök képviselik.

Érdekes és nagyon tanulságos itt a lösztakarót tagoló fosszilis talajzónák eredete és települése. A medence területén regionálisan két fosszilis talajzóna fordul elő, melyek közül az alsó 50–60 cm vastag *vörösbarna erdőtalaj*, a felső pedig 1,60 m vastag, sötétbarna, erősen laza szerkezetű, *mezőszégi jellegű fosszilis talajzóna*. A két fajta fosszilis talajzóna mindenütt egymásra települve fordul elő, egymással valósággal össze vannak forrva (18., 57., 61. ábra).

A sötétbarna, mezőszégi típusú fosszilis talajzóna a Bonyhádi-medencén kívül ez idő szerint csak a gyönki, teveli és kölesdi téglagyár feltárásaiból ismert, sőt az utóbbi két helyen még egy világosbarna csernozjom típusú fosszilis talajzóna is tagolja a löszet.

A sötétbarna, mezőszégi típusú fosszilis talajzóna regionális elterjedése a Bonyhádi-medencében arra utal, hogy a Mecsek É-i előtere és Dél-Hegyhát rögei által közrefogott süllyedéktérület az utolsó jégkorszak második felében nem erdősült be, hanem területét a löszképződés szünetelése idején is többnyire füves pusztaság jellemezte (35. ábra).

A löszös dombsorokkal övezett, jelentékenyen kitöltött medence belsejét ma DDK-i irányban lejtősödő, gyengén felszabdalt lösztablák (35. ábra) jellemzik. A vastag barna erdőtalajjal borított lösztablák egyhangúságát csak a gazdag rétekekkel fedett, széles völgytalpú lankás völgyelések bontják meg, és adnak különleges jelleget a kistájnak.

2. Egészen más szerkezeti-morfológiai sajátosságok jellemzik a Simon-tornyai- és a Nagyszékelyi-táblarög között kialakult *Kisszékelyi-süllyedéktérületet* (54. ábra), amely ÉNy–DK-i és ÉÉNy–DDK-i, közel párhuzamos irányú vetődések között alakult ki.

A Kisszékelyi-süllyedéktérület a Hegyhát általános középpleisztocén süllyedésével egyidejűleg kezdett kialakulni, s a hegyháti hordalékkúp építése időszakában területe intenzív süllyedésével egyidejűleg több mint 150 m vastag, finom szemcséjű iszapos, homokos középpleisztocén folyóvízi üledéksorral töltődött ki. A süllyedés és a feltöltődés pleisztocén korát a homokrétegekbe zárt több mint 30 fajta tartalmazó pleisztocén molluszkafauna igazolja (fauna leírás a 66. oldalon; Állami Földtani Intézet fúrásadatai).

A süllyedéktérület jelenlegi felszínalakotani formáját a Hegyhát újpleisztocén kiemelkedése idején nyerte el, amikor is a régi szerkezeti vonalakon



kiújult vetődések mentén területe ismételten megsüllyedt. Az újonnan bekövetkezett süllyedés a völgymedence és a Hegyhát peremvetődésének kereszteződésében volt a legerősebb, s így a süllyedéktérület ÉNy-i szárnya gyengén a Kapos-völgy irányában hajlott le, s belsejében elsődleges víz-választó alakult ki. A völgymedence nagyobbik ÉNy-i része ma is a Kapos felé csapolódik le, kisebbik DK-i része pedig a folytatásában kialakult *Kisszékelyi-völgyön* keresztül a Sió—Kapos—Sárvíz völgye felé. A hátravágódás a Kapos felől erősebb, így a vízválasztó fokozatosan DK felé tolódik el.

A völgymedence erősen aszimmetrikus. D-i lejtőjét 30–40°-os meredek peremvetődés határolja, É-i lejtőjét pedig főleg lejtőleöblítéssel átalakított *lépcsős letörések* jellemzik. Belseje, melyet vékony szakadozott lösztakaró borít, szintén jelentékenyen tagolt. A Kapos felől és a Kisszékelyi-völgy felől egyaránt *derázios és eróziós mellékvölgyek* vágódtak vissza a vízválasztó felé, s felszínét aprólékosan felszabdalták. Jelenleg a völgymedence felszíne eróziós-denudációs terület, ahol a talajtakaró lepusztulása után az anyakőzet intenzív pusztulása van folyamatban.

3. Kisebb *völgymedencék* (Diósberényi-, Mucsi-völgymedence) és *katlanszerű süllyedések* még előfordulnak a Tolnai-dombság területén, de ezeknek a domborzat formálásában a nagyformákhoz viszonyítva alig észrevehető szerepük van.

### E) Lösztablák

A löszös dombság szerkezeti feldaraboltságából következik, hogy tájunk területén nagy kiterjedésű tagolatlan *lösztablák* nem alakulhattak ki. Valóban csak néhány helyen előforduló kisebb terjedelmű *lösztábla* teszi változatosabbá a nagy reliefenergiájú tagolt dombsági tájat. Legnagyobb összefüggő területet a Bonyhádi-félmedencében, Dél-Hegyhát K-i és DK-i térségében, valamint a Szekszárdi-dombvidék Ny-i peremén foglalnak el (35., 62. ábra).

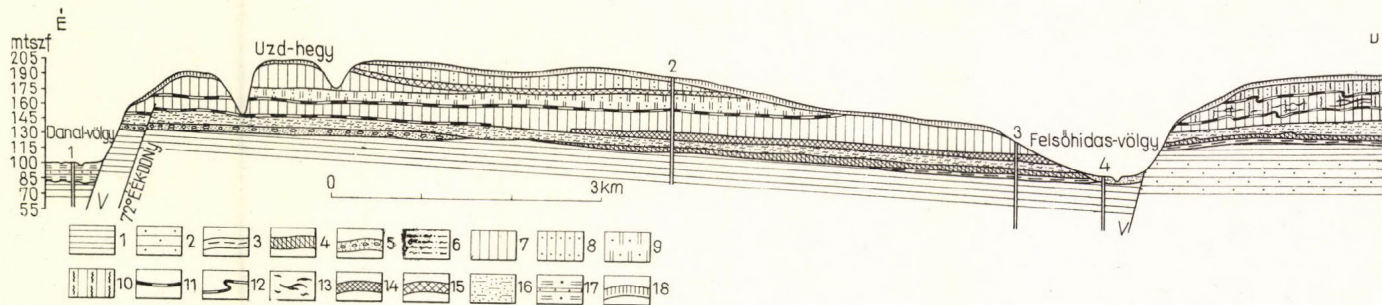
*Lényeges szerkezeti morfológiai sajátosságuk, hogy a dombsági terület általános felfoldalas kiemelkedése, ill. süllyedése következtében felszínük nem vízszintes, hanem DDK-i irányban lejtősödik.* A táblafelszínének lejtésviszonyai a lösztakaró domborzat-kiegyenlítő hatása ellenére általában mindenütt nagyobb mértékűek (5–10°), mint a pannóniai fekvő rétegdőlései (2–4°), ami nyilvánvalóan a *lösztablák felületi lepusztulásával* magyarázható.

A lösztablákat területünkön mindenütt vastag lösztakaró jellemzi. Általában 30–40 m vastag löszből épültek fel, de a vastag lösztakaró minőségi kifejlődése nagyon változó jellegű. A legtöbb lösztábla felépítésében a típusos lösz és a deluviális löszös üledékek valamennyi változata előfordul, de felszínükön túlnyomóan a száraztérzíni típusos löszök uralkodnak.

A lösztablák *másik sajátosságos morfológiai jellemvonása felszínük tagolatlansága, ill. egyéb formákhoz viszonyítva kisebb mértékű tagozottsága.* Ebben a vonatkozásban a helyi viszonyoktól függően a különböző területek lösztablái között elég jelentékeny eltérés van.

1. A Szekszárdi-dombvidék Ny-i peremén kialakult Börzsöny—Kakasdi-lösztábla egységét a Rák-völgy felől visszavágódott egy-két derázios völgyön kívül semmi sem bontja meg. A DDK felé gyengén lejtősödő (5–6°) lösztablát teljesen sík felszín jellemzi.





62. ábra. Dél-Hegyhát K-i részének földtani szelvénye a Danal-völgy és Felsőhidas-völgy között

1 = szürke és késszürke pannóniai agyag, 2 = szürke pannóniai homok, homokkő, 3 = mészkőpad, 4 = alsópleisztocén vörösayag, 5 = törmelékes, konkréciós, agyagos, homokos durva szoliflukciós üledék, 6 = leveles szerkezetű szoliflukciós agyag, agyagos homok, iszapos agyag, 7 = fakósárga típusos lösz, 8 = homokos lösz, 9 = átmosott talajszemcsés lösz, 10 = szoliflukciós lösz, 11 = vörösbarna fosszilis talajzóna, 12 = szoliflukciósan begyűrt fosszilis talajzóna, 13 = lösszel kevert, szoliflukciós, vörösbarna fosszilis talaj, 14 = sötétbarna, csernozjom típusú fosszilis talajzóna, 15 = világosbarna, csernozjom típusú fosszilis talajzóna, 16 = átmosott iszapos, löszös homok, 17 = átmosott, lejtőtörmelékes, agyagos löszös üledék, 18 = szürkésbarna mészlepedékes csernozjom, V = vető, vetőzóna



2. Hasonlóképpen nagyon kis mértékben tagolt Dél-Hegyhát DK-i térségének lösztáblája is. Itt is csak egy-két sekély bevágású eróziós völgyelés teszi hullámossá a lösztábla felszínét.

3. A Bonyhádi-félmedence és Dél-Hegyhát K-i peremének (Danal-völgy és Felsőhidas-völgy közti terület) lösztábláját az előbbiekhöz viszonyítva már nagyobb tagoltság jellemzi. Itt a nagyobb kiterjedésű és erősebben lejtősödő (5–7°) egységes lösztáblát a lankás eróziós völgyek gyengén hullámos felszínű kisebb egységekre tagolták, de felszínalaktani jellegük továbbra is a tábla jelleg maradt (62. ábra).

A Tolnai-dombság lösztábláinak legsajátosabb kisformái a *löszdolinák*. Elszórtan mindenütt előfordulnak. Legsűrűbben a Bonyhádi-félmedence lösztábláját és a Börzsöny–Kakasdi-lösztábla D-i részét jellemzik. Kis kiterjedésük (10–250 m) és sekély mélységük (0,5–2 m) következtében csak színező elemei a táblafelszínnek.

A lösztáblák a Tolnai-dombság legértékesebb *mezőgazdasági* területei. Mészlepedékes csernozjommal (Börzsöny–Kakasdi-lösztábla É-i része, Dél-Hegyhát K-i térsége) és barna erdőtalajjal (Bonyhádi-félmedence, Börzsöny–Kakasdi-lösztábla D-i része) borított felszínük a legkevésbé erodált területek közé tartozik. Az egyetlen olyan felszínforma, ahol megmaradt a *teljes talajszelvény*, és napjainkban sem fenyegeti lepusztulással a féktelen talajerózió.

Ezek a területek gépesített nagyüzemi termelésre kiválóan alkalmasak, mert mind talajtani (humuszban gazdag, jó vízháztartású teljes talajszelvények), mind éghajlati vonatkozásban (700 mm évi csapadék, napsütéses órák száma 1900–2000) a legjobb feltételekkel rendelkeznek.

## F) Völgyek

A Tolnai-dombság erősen összetöredezett, vastag lösztakaróval borított területét *sűrű völgyhálózat* jellemzi. A völgyek a dombsági táj legelterjedtebb felszíni formái. Különösen Észak-Hegyhátat, Dél-Hegyhát DNy-i részét, a Völgyesség Ny-i peremterületét és a Szekszárdi-dombvidék É-i térségét tagolja sűrű völgyhálózat.

A völgyhálózat sűrűségére jellemző, hogy az 1345 km<sup>2</sup>-nyi kiterjedésű Tolnai-dombság területén — a kisebb völgyeket nem számítva — 105 eróziós, 960 deráziós és 150 deráziós-eróziós völgy alakult ki. Egy km<sup>2</sup>-nyi területre tehát 1,09 völgy esik, ami egymagában is tájunk rendkívül fejlett völgyhálózatára utal.

A völgyek túlnyomó többsége a dombság szerkezeti tagoltságának megfelelően *szerkezeti vonalon* alakult ki. Így az egyes kistájak völgyhálózatában (63. ábra) a felszín szerkezeti tagoltsága (23., 24. ábra) tükröződik vissza.

A Tolnai-dombság völgyhálózatának kialakulása hosszú fejlődéstörténeti múltra tekint vissza. A primér völgyhálózat már az alsópleisztocénban kialakult. Ekkor a terület pásztás feldarabolódásának megfelelően *ÉÉNy–DDK-i irányú völgyhálózat* volt jellemző az egész dombsági területen.

Ez az elsődleges völgyhálózat a pleisztocén folyamán nagyon jelentékeny változáson ment át. A Szekszárdi-dombvidék középleisztocén és a Hegyhát–Völgyesség újpleisztocén kiemelkedésével és feldarabolódásával egyidejűleg az ősi völgyek derékba törtek, elsorvadtak, s a táblarögök és rögök vetősíkjaiban kialakultak a dombsági táj jelenlegi völgyei. A derékba tört és feltöltődött völgyek, ill. völgyszakaszok egy része eróziós és deráziós völgy-



The map shows the Bükk Mountains region in Hungary. Key locations include Simontornya, Pincehely, Gyönk, Szakály, Kapos, Hőgyész, Tevel, Lengyel, Alsóhidas, Városd, Győrfi, Bonyhád, Völgysegy, Szekszárd, Várdomb, and Lajver. The map also shows the Sárköz, Mezőföld, and Mecsek regions. A scale bar indicates 0 to 10 km.

Kialakulásuk, morfológiai formájuk és jelenlegi fejlődésmenetük alapján a Tolnai-dombság völgyei három fő csoportba sorolhatók: 1. *eróziós völgyek*, 2. *deráziós völgyek* és 3. *deráziós-eróziós völgyek*. Figyelembe véve a dombság sűrű völgyhálózatát, nem lehet célunk a völgyek egyedenkénti jellemzése. A leghelyesebb megoldásnak a völgyfajtákon belüli tipizálást, s ennek alapján a főbb típusok általános morfológiai jellemzését tartjuk.

A Tolnai-dombság szerkezeti-morfológiájából következik, hogy állandó vízfolyással rendelkező völgyeinek többsége *szerkezeti*leg irányított eróziós völgy.



A nagyobb völgyek már a dombsági táj kiemelkedésével és feldarabolásával egyidejűleg a közép- és az újpleisztocén folyamán kialakultak, de azóta nagyon jelentékeny fejlődésen mentek át. Fejlődésmenetüket mindenkor a belső és külső erők együttes hatása szabta meg, s ennek megfelelően a dombsági táj földtani felépítésétől, valamint változatos szerkezeti és domborzati viszonyaitól függően különböző jellegű eróziós völgyek alakultak ki.

Genetikájuk, fejlődéstörténetük és morfológiai jellemvonásaik alapján löszös dombságunkon a következő egyéni morfológiai sajátosságokkal rendelkező eróziós völgytípusok jelölhetők ki: a) *árkos vetődésekben kialakult aszimmetrikus eróziós völgyek*, b) *táblás vetődések mentén kialakult aszimmetrikus eróziós völgyek*, c) *völgymedenceszerűen kitáguló, nagy mélységű rövid aszimmetrikus eróziós völgyek*, d) *szerkezeti vonalon kialakult nagyobb patak-völgyek*, e) *kisebb eróziós völgyek*.

#### a) Szerkezeti árkok

A Tolnai-dombság legnagyobb völgyei az *árkos vetődések mentén* (szerkezeti árkok) *kialakult eróziós völgytípushoz tartoznak*.

E típushoz tartozó völgyek legfontosabb szerkezeti-morfológiai vonása, hogy egymással párhuzamos vetődések között különböző mértékben lesüllyedt helyi jellegű árkok, medencék és vápák felfűződéséből alakultak ki, s az egyenetlen süllyedés és feltöltődés következtében az árkos süllyedéseket hosszú időn keresztül rossz lefolyás és elmocsarasodás jellemezte. További megkülönböztető jellemvonásuk, hogy széles (300—100 m) feltöltött alluviális völgytalppal rendelkeznek, s esésük jelentéktelen.

A Tolnai-dombság nagyobb völgyei közül ebbe a típusba tartozik a Danal-völgy, a Hábi-völgy, valamint az Alsóhidas-patak, a Völgységi-patak és a Lajvér-patak völgye.

A legtipikusabb kifejlődésű a *Völgységi-patak völgye*. Ezért részletesebben a Völgységi-patak völgyének kialakulásmenetét ismertetjük, s a többi völgy jellemzésénél főleg azokra a szerkezeti-morfológiai tulajdonságokra mutatunk rá, amelyekben jelentékenyen különböznek a Völgységi-patak völgyétől.

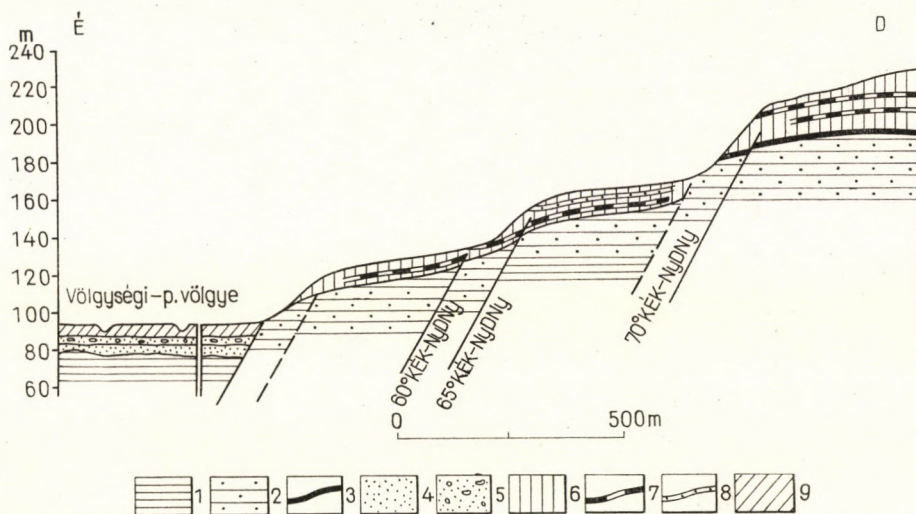
A Szekszárdi-dombvidéket a Völgységtől és a Hegyháttól elválasztó Völgységi-patak völgye Ny—K-i és É—D-i irányban elrendeződött árkos vetődésben alakult ki. *A rácsos vetődésrendszert követő szerkezeti árok különböző időben megsüllyedt völgyszakaszokból fűződött fel.* Az egyes völgyszakaszok rendkívül merev, egyenes futású, éles megtörésű, egymást keresztező irányú kisebb völgyrészletekből állanak (63. ábra).

A legidősebb a Szekszárdi-dombvidék É-i peremét határoló völgyszakasz, amely Paradicsom-pusztától a torkolatig Ny—K-i irányban elrendeződött, egymást keresztező (NyÉNy—KDK-i, KÉK—NyDNy-i és ÉK—DNy-i irányú) merev futású vetődések között alakult ki.

Vizsgálataink szerint e völgyszakasz a Szekszárdi-dombvidék ÉK-i peremének lépcsős lesüllyedésével egyidejűleg az újpleisztocén folyamán alakult ki. Ezt a Palánki-hegy töréslépcsős peremének földtani szelvénye igazolja. Amint a 64. ábrán is látható, a völgyszakasz jobb oldalán széles, enyhén lejtősödő platóval és meredek lejtőjű homlokperemmel emelkedik ki egymásból a három lépcsőtest. Az alsó és középső lépcsőtestet egy, ill. két



fosszilis talajzónával tagolt lösz borítja. A második lépcső homlokfala előterében a legalsó talajzóna a fekü pannóniai rétegsorral együtt 65° KÉK—NyDNY-i irányú vetősík mentén kétszeresen elvetődött. A középső lépcső felső szoliflukciós vályogszalagja kiemelődik, valószínűleg a vetődés nem is érintette. A legfelső szintet 20–30 m vastag lösz borítja. Itt a lösz



64. ábra. A Palánki-hegy É-i töréslépcsős peremének földtani szelvénye a síóagárdi útélágazással szemközt

1 = pannóniai agyag, homokos agyag, 2 = pannóniai homok, homokkő, 3 = alsópleisztocén fosszilis vörösiszap, 4 = iszapos homok, 5 = kavicsos, törmelékes iszapos üledék, 6 = típusos lösz, 7 = vörösbarna fosszilis talajzóna, 8 = szoliflukciós fosszilis talaj, 9 = réti agyag, V = vető, vetőzóna

feküjébe települt fosszilis vörösiszapban van vető, de feltárás hiányában nem lehet megállapítani, hogy a vetődés a két vályogszalagos löszet érintette-e vagy sem.

A fosszilis talajok vetői alapján megközelítő pontossággal meg lehet határozni a töréslépcsők és egyben a Völgysegi-patak K—Ny-i szakaszának a kialakulási idejét. Ez morfológiai megfontolásunk szerint a legnagyobb valószínűséggel a würm közepén következett be.

A fiatal szerkezeti árkot kialakító vetődések itt tulajdonképpen azon idősebb szerkezeti vonalak mentén éledtek fel, amelyek már a középpleisztocén folyamán megszabták a Szekszárdi-dombsíkság kiemelkedését és a Hegyháttól való elkülönülését.

Az árok újpleisztocén süllyedése nagyon jelentékeny volt, és széles sávra terjedt ki. A pannóniai üledékek a jobb parthoz képest a lépcsős vetődések mentén 110 m-rel kerültek mélyebb szintbe (64. ábra). Az erős süllyedésre utal az árkot kitöltő 20–25 m vastag pleisztocén és holocén üledéksor, valamint az alluviális völgyi síkság 800–1000 m-es szélessége is.

A lépcsős levetődés következtében erősen szembetűnő a völgyszakasz aszimmetriája is. A jobb part jóval 200 m fölé (220–230 m a tszf.) emelkedő meredekebb (10–20°) lejtőkhöz képest a baloldali lejtők alacsonyak (110–120 m a tszf.) és lankásak (5–8°).



A völgyszakasz újpleisztocén k'alakulása egész sor morfológiai változással járt együtt. A Szekszárdi-dombvidék É-i peremének löszborította rögei eredetileg DDK-i irányban lejtettek, s a rögök közti vetítősíkokban kialakult eróziós völgyek (Hidas-völgy, Gyertyámos-völgy, Gulyás-völgy) vizei is D felé folytak le.

Az újpleisztocénban bekövetkezett árkos vetődés a dombvidék É-i peremének rögeit is maga felé billentette és részben É-i, részben pedig ÉNy-i irányban elmozdította.

A kibillenés következtében a rögök a belső területeknél alacsonyabb szintbe kerültek, s felszínük aszimmetrikussá vált. A pannóniai fekvőben mért rétegdőlések szerint a Gyertyámos-hegy [ÉNy (315°) 34°] és a Várhegy [ÉNy (320°) 7°] ÉNy-i irányban, a Bati-hegy [É (350°) 110°] pedig É-i irányba billent ki, s a Völgysegi-patak alluviuma felett envhe töréssperemmel szakad le.

A kibillenés nyomán a rögök közti völgyek is obszekvenssé váltak, s azóta a Völgysegi-patak felé folynak le. Az árok erős süllyedése az említett mellékvölgyekben nagyarányú eróziós bevágódást váltott ki. Ezt kitűnően jelzik a völgytalpak felett átlagosan 20–25 m magasan húzódó eróziós völgyvállak, melyek részben újpleisztocén, részben pedig posztglaciális bevágódások eredményeként alakultak ki.

A mellékvölgyek lefolyása ma nagyon gyenge, állandó jellegű vízfolyásuk nincs is, a völgyoldalak lepusztulástermékei nagyobbbrészt a széles alluviális völgysíkon halmozódnak fel.

Hasonló korú a Völgysegi-patak Kárász–Kishidas közötti Ny–K-i irányú völgyszakasza is, amely a Bonyhádi-medence D-i peremének süllyedéktengelyében alakult ki. A völgy ezen a szakaszon a Bonyhádi-medence 40 m vastag, két fosszilis talajzónával tagolt lösztakarójába vágódott be, s széles alluviális völgyfenekét 20–30 m vastag átmosott löszös üledékek töltik ki (35., 61. ábra). Mivel ezen a szakaszon a Völgysegi-patak völgyének jobboldali pereme egybeesik a Bonyhádi-medence középpleisztocén süllyedékének D-i töréses peremével, az árok kialakulás-idejére vonatkozó biztos következtetést nem lehet levonni.

A Völgysegi-patak legfiatalabb völgyszakasza a Kishidas–Paradicsompusztá között kialakult É–D-i irányú árok, amely az előbbieken tárgyalt két Ny–K-i irányú völgyszakaszt köti össze egymással (63. ábra). Morfológiai szempontból e völgyszakasz kialakulása a legtanulságosabb.

SZABÓ P. Z. (1957) feltételezése szerint a Völgysegi-pataknak ez az É–D-i irányú szakasza az újpleisztocénban még nem volt meg, hanem a patak Kishidastól K-re Cikón át a mai Rák (Kakasdi)-völgyben folyva jutott el a Szekszárdi-dombvidék É-i peremét szegélyező árkos süllyedékbe. Véleménye szerint a völgynek ez a szakasza csak a posztpleisztocénban kezdett kifejlődni, miután a Rák-patak felé való lefolyását a porhullás elgátolta.

Vizsgálateredményeink alapján egyetértünk SZABÓ P. Z.-nal abban, hogy a Völgysegi-pataknak Kishidas–Paradicsompusztá közötti É–D-i irányú szakasza az újpleisztocénban még nem volt meg. A fúrásadatok szerint az csak a posztglaciálisban vagy az óholocénban alakulhatott ki.

Az É–D-i irányú völgyszakasz kialakulását s a Szekszárdi-dombvidéknek a Völgysegtől való elkülönülését a 65. ábra szemlélteti.

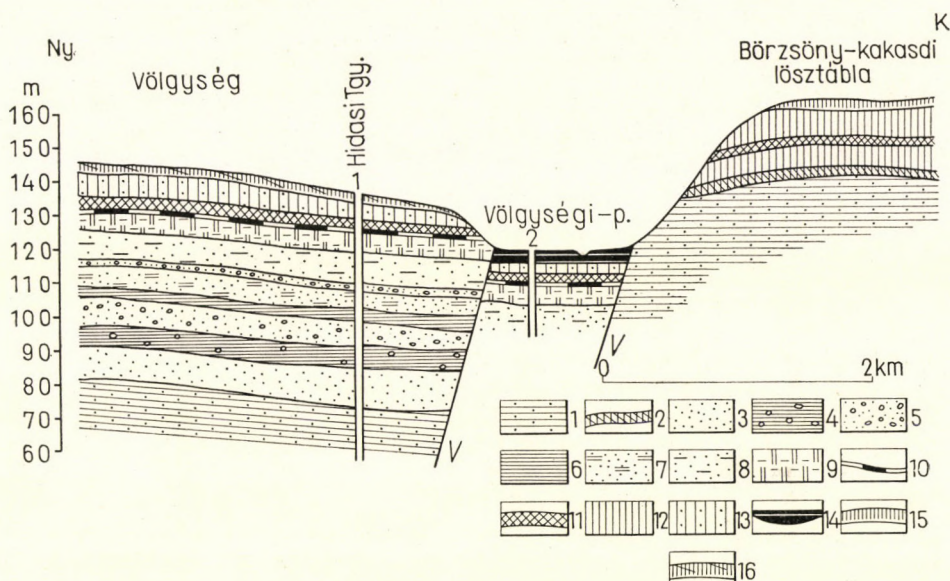
Mindenekelőtt megjegyezzük, hogy a Szekszárdi-dombvidék közép- és újpleisztocén lépcsős levetődéssel különült el a Bonyhádi-medencétől. E mozgások során alakulhatott ki a Rák-patak völgye is, amely a Börzsöny–Kakasdi-lösztáblát különítette el a Szekszárdi-dombvidéktől. A lösztábla Ny-i peremének levetődése pedig egybeesik a Völgysegi-patak É–D-i irányú szakaszának és a Bonyhádi-medence K-i szárnyának süllyedéktengelyével.

Az újpleisztocén kéregmozgások idején az árok kialakulására még nem kerülhetett sor, mert a fúrásadatok szerint a Völgysegi-patak völgyében a



réti agyag alatt két fosszilis talajzónával tagolt lösz van elvetődve (65. ábra), ami az É–D-i irányú árok posztpleisztocén kialakulására utal.

Az említett bizonyítékok mellett a völgyszakasz fiatal kialakulása mellett szól a széles árok teljesen ép, tagolatlan jobboldali löszlejtője is, amely 30–60 m magas meredek (15–25°) peremmel emelkedik ki a Völgysegi-patak alluviumából. Ez a magas völgyperem feltűnően egységes és ép. Sem



65. ábra. A Völgysegi-patak völgyének keresztmetszeti szelvénye Bonyhádtól D-re

1 = felsőpannóniai üledékek (agyag, homok, homokkő), 2 = alsópleisztocén vörösayag, 3 = világosszürke aprószemű, csillámos folyóvízi homok, 4 = szürkésárga kavicsos agyag, 5 = homokos kavics, 6 = szürkésbarna tömör agyag, 7 = iszapos agyagos homok, 8 = szürke, szürkésárga, erősen iszapos, aprószemű, csillámos folyóvízi homok, 9 = átmosott homokos lösz, 10 = vörösbarna fosszilis talajzóna, 11 = sötétbarna, mezősegi jellegű fosszilis talajzóna, 12 = fakósárga típusos lösz, 13 = szürkésárga homokos lösz, 14 = réti agyag, 15 = barna erdőtalaj, 16 = csernozjom barna erdőtalaj, V = vető, vetőzóna

gyenge vízmosások, sem pedig deráziós völgyek nem réselték még be, ami elképzelhetetlen lenne egy ilyen magas, meredek völgyperem újpleisztocén kialakulása esetén.

Most már az a kérdés, hogy ha a Völgysegi-patak Kishidas–Paradicsompusztá közötti É–D-i irányú szakasza csak a posztpleisztocénban alakult ki, merre volt lefolyása az újpleisztocénban a Kárász–Kishidas közötti Ny–K-i irányú völgyszakasznak?

Vizsgálataink szerint az újpleisztocénban a Völgysegi-patak Cikón és Mőcsényen keresztül a mai Lajvér-völgygyel volt összeköttetésben (63. ábra). Ezt a folyásirányát a mőcsényi völgytorzóban (kiemelkedett völgyi vízválasztó) aprókavicsos és murvás folyóvízi homok is jelzi. De adataink szerint az újpleisztocénban még ugyanebben az irányban folyt le a Rák-patak is, amit egyrészt D felé jelentékenyen kiszélesedő völgye, másrészt pedig a patak szintje felett átlagosan 30 m magasan kialakult, D felé lejtő eróziós völgyváll-maradványok is jeleznek.



A Rák-völgy É-i irányú lefolyását csak a holocénban nyerhette el, valószínűleg hátráló erózióval. Ebben a helyi erózióbázisát képező Völgységi-patak újholocén bevágódása mellett fiatal kéregmozgásoknak is szerepe lehetett. A völgy tehát mai formájában obszekvens, amit folyásirányával ellentétben éles hegyesszög alatt torkolló mellékvölgye (Grábóci-völgy) is igazol (63. ábra).

A Völgységi-patak széles völgytalpa az újpleisztocénban hosszú időn keresztül elmoszarasodott süllyedéktérület volt, amely átlagosan 20 m vastag folyóvízi réteggel töltődött ki. Egységes, állandó jellegű lefolyása csak az újholocénban alakult ki, miután a különböző korú völgyszakaszok felfűződtek, és a Duna óholocén mederfenékét elhagyta, és mélyebb szintbe vágódott. A széles (600–1000 m) alluviális síksággal rendelkező völgyből az újholocénban is nagyon kevés hordalék takarodott ki. A megcsappant vízű patak ma már csak árvíz idején szállít hordalékot.

Az árkos vetődésekben kialakult eróziós völgyek közül területünk legidősebb völgye a Szekszárdi-dombvidéket D felől határoló *Lajvér-völgy* (63. ábra), amely a gránit alaphegység árkos-sasbérce szerkezetének felszíni vetületében alakult ki (28., 56. ábra) a középpleisztocén folyamán.

Az árok ÉNy–DK-i irányban elrendeződött váltakozó irányú (ÉNy–DK-i, ÉÉNy–DDK-i, K–Ny-i) párhuzamos vetőpászták között süllyedt le, helyenként a gránit és a pannóniai üledékek érintkező vonalán. Szerkezeti okok és kőzetminőségi különbségek következtében a völgy erősen *aszimmetrikus*. A jobb part igen meredek, alámosott. Egyes szakaszokon a pannóniai üledékekbe ágyazott gránitrög meredek, aláhajló sziklafallal szakad le a völgy alluviumára. A bal partot lankásabb lejtők kísérik, a vastag lösztakaró alatt a pannóniai üledékek mélyen a völgytalp alá süllyednek.

A *Lajvér-völgy* a középpleisztocén és újpleisztocén folyamán a Bonyhádi-medence vizét csapolta le. A holocénban a Völgységi-patak völgyének végleges kialakulása után az összeköttetés Kishidas és Mőcsény között megszakadt, s azóta csak a Szekszárdi-dombvidék és a Mórág–Bátairög vizeinek egy részét vezeti le.

Az újpleisztocén végén és a holocénban a megcsappant vízű patak völgyfenékét 15–18 m vastag átmosott löszös, iszapos, homokos, gránittörmelék-üledékekkel töltötte ki, s azt 250–500 m széles alluviális síksággá alakította. Az újholocén folyamán völgynyílásában lapos hordalékkúpot (lajvéri hordalékkúp) épített. A nagyméretű völgyfeltöltést bevágódás már nem követte. A pataknak terasza nincs; keskeny, csatornázott medre alig 1 m-re van bevágódva az alluviális síkság felszínébe.

Az árkos vetődésekben kialakult nagyobb völgyek közül a *Danal*-, *Alsóhidas*- és a *Hábi-völgyet* (40., 57. ábra) is a Völgységi-patak völgyéhez hasonló szerkezeti-morfológiai vonások jellemzik. A különbségek elsősorban az árkos süllyedékek méreteiben, a völgyek nagyságrendjében, valamint a völgylejtők mezo- és mikroformáinak (derázios mellékvölgyek és fülkék, löszformák, tanúhegyek, lejtőstundra jelenségek) változatosságában jutnak kifejezésre. A Danal- és az Alsóhidas-völgyben ma is felkelhető lejtőstundra jelenségek tanúsága szerint az utóbbiak formálásában a periglaciális szoliflukciónak is igen jelentékeny szerepe volt.

#### b) Táblás vetődések mentén kialakult eróziós völgyek

A Tolnai-dombság nagyobb völgyei közül a legsajátosabb szerkezeti és morfológiai jellemvonások a *táblás levetődések mentén kialakult merev futású aszimmetrikus eróziós völgyeket* jellemzik. Legsűrűbben Észak-Hegyhátnan



és a Völgység Ny-i peremterületén fordulnak elő. Kialakulásuk és fejlődésmenetük szoros kapcsolatban történt a *táblarögök* kialakulásával és fejlődésmenetével, ezért alakrajzi és morfológiai tulajdonságaik annyira hasonlóak, hogy alig lehet őket egymástól megkülönböztetni (9. kép).

A Hegyhát *eróziós fővölgyei* ÉNy—DK-i irányban elrendeződött, egymást keresztező NyÉNy—KDK-i és ÉNy—DK-i irányú *táblás levetődések mentén* alakultak ki, s a Kisszékelyi-völgy kivételével az ÉÉK—DDNy-i irányt követő *Danal-völgyre* nyílnak (54. ábra).



9. kép. Táblarögök között kialakult völgyvállas aszimmetrikus eróziós völgy (Miszlai-völgy)

A deráziós völgyekkel, fülkékkel és löszszurdokokkal felszabdalt völgyoldal a Miszlai-táblarög kiemelt É-i pereme

A táblás levetődést és egyben a völgyek szerkezeti kialakulását a *Kisszékelyi-völgy* középső szakaszán  $65^\circ$  ÉNy—DK-i, a *Bikádi-völgy* felső szakaszának jobboldali peremén  $79^\circ$  ÉNy—DK-i, a *Miszlai-völgy* jobboldali lejtőjén  $68^\circ$  Ny—K-i, a *Vejkei-völgy* középső szakaszán  $75^\circ$  K—Ny-i és  $80^\circ$  DNy—ÉK-i, az *Alsóhidas-völgy* középső szakaszának jobboldali peremén pedig  $77^\circ$  NyÉNy—KDK-i irányú vetődések jelzik a pannóniai fekvőben és a fedőjükbe települt újpleisztocén löszben (54., 57., 66. ábra).

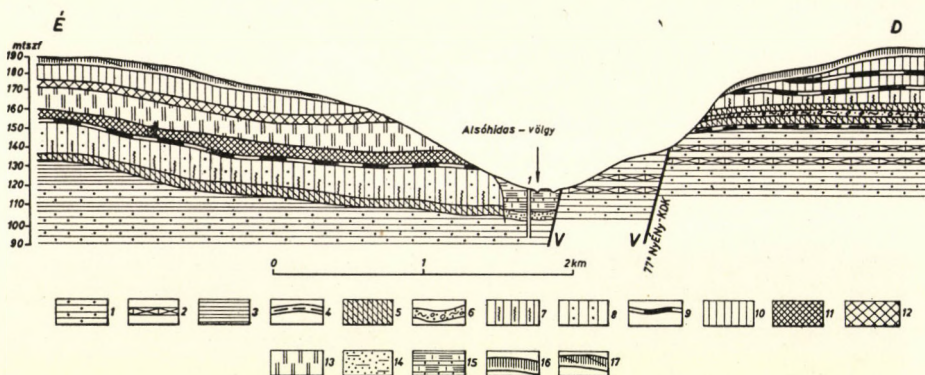
A völgyek kialakulása a hegyháti középpleisztocén hordalékkúp építésének befejeződése után kezdődött meg, s *lényegében az újpleisztocén és a holocén folyamán ment végbe*. A szerkezeti mozgások mellett a völgyek fejlődésmenetét döntő mértékben a *lineáris erózió* szabta meg. Ezenkívül a völgyek formálásában a *periglaciális szoliflukciónak*, a *lejtőleöblítésnek* és a *deráziós mellékvölgyek kialakulásának* is szerepe volt.

A szerkezeti mozgások nemcsak egyszerűen a völgyek előrejelzésében játszottak közre, hanem a fejlődő völgyek későbbi formálásában is lényeges szerepük volt, hiszen a *szóban forgó völgyek újpleisztocén fejlődésmenete*



a terület általános kiemelkedésével egyidejűleg és azzal szoros kapcsolatban ment végbe. E tényező figyelmen kívül hagyásával nem lehetne megmagyarázni a 80–120 m mély eróziós völgyek kialakulását (9. kép).

A táblarögök közti vetősíkokban lefolyó vizek eróziós tevékenységét, a belső területek emelkedése mellett jelentősen befolyásolta a helyi erózióbázis (Sió–Kapos–Sárvíz-völgy) újpleisztocén süllýedése is. A hosszan-



66. ábra. Az Alsóhidas-patak völgyének keresztmetszeti szelvénye Tevelnél

1 = világosszürke, aprószemű pannóniai homok, 2 = pannóniai homokkő, 3 = szürke pannóniai agyag, 4 = kompakt mészkőpad, 5 = szoliflukciósan áttelepített alsópleisztocén fosszilis vörös-agyag, 6 = meszes, homokos, törmelékes, erősen kevert szoliflukciós üledék, 7 = szoliflukciós lösz, 8 = homokos lösz, 9 = vörösbarna fosszilis talajzóna, 10 = típusos lösz, 11 = sötétbarna, csernozjom típusú fosszilis talaj, 12 = világosbarna, csernozjom típusú fosszilis talaj, 13 = átmosott talajgumós lösz, 14 = iszapos folyóvízi homok, 15 = átmosott, homokos, agyagos löszös üledék, 16 = barna erdőtalaj, 17 = csernozjom barna erdőtalaj, V = vető, vetőzóna

tartó humidus interstadiális időszakokban a táblarögök féldoldals kiemelkedése közben a völgyek teljes hosszmetzetében erős bevágódás lehetett a jellemző völgyképző folyamat. Ilyen kedvező feltételek mellett az elsődleges szerkezeti mélyedések viszonylag rövid idő alatt meredek löszlejtőkkel határolt, mély eróziós völgyekké formálódtak.

Természetesen a pleisztocén folyamán nemcsak a mélyítő erózió formálta a völgyeket. Feltételezhetően szerkezeti és éghajlati okok együttes hatása következtében az eróziós bevágódás közben szünetelt is, s a völgy szélesbítés lépett előtérbe. Erről tájékoztatnak a jelenlegi völgytalpak felett mintegy 20–30 m viszonylagos magasságban húzódó eróziós völgyváll-maradványok, amelyek a Hegyhát szakaszos kiemelkedésének a bizonyítékai (9. kép). A völgyvállak kialakulása után a völgyekben újra mélyítő erózió következett, melynek során átlagosan még 20–30 m-rel mélyültek az eróziós völgyek.

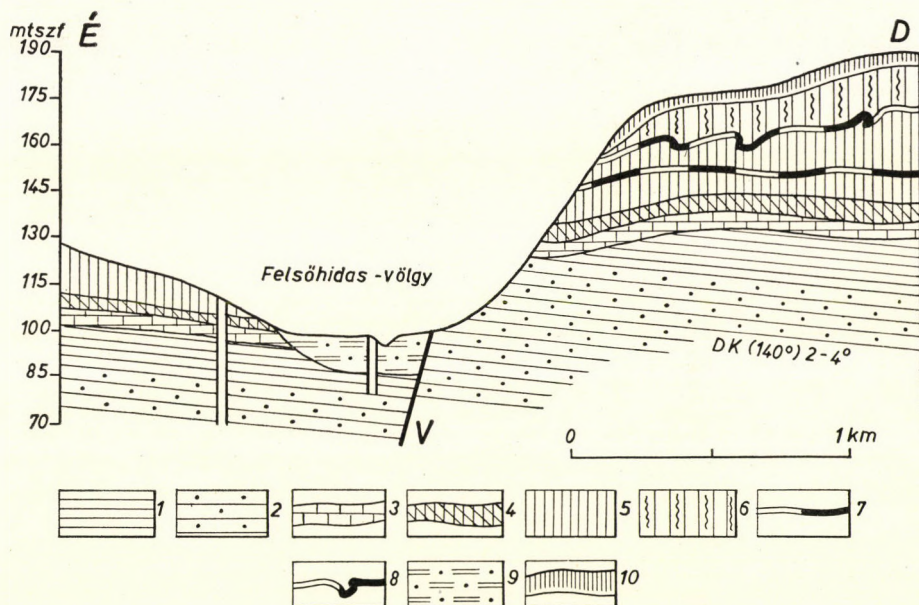
A glaciális szakaszokban a csökkent eróziós tevékenység mellett a völgyek szélesbítése, a völgylejtőknek periglaciális szoliflukcióval való letarolása lehetett a legfontosabb völgyképző folyamat. Erről tájékoztatnak a völgyoldalak lejtőin sok helyen ma is megfigyelhető periglaciális lejtőtundra jelenségek.

Az eróziós völgyek fejlődésmenetét a pleisztocénban és a holocénban a völgylejtőkön és völgyperemeken kialakult deráziós völgyek is jelentősen befolyásolták. Vizsgálataink szerint az idősebb deráziós völgyek — mint



helyi erózióbázishoz — az eróziós völgyekhez igazodtak, azok bevágódásával állandóan lépést tartva fejlődtek ki, s a belőlük kihordott üledéket az eróziós völgyek vízfolyásai szállították el.

Adataink szerint a *posztpleisztocénban* az eróziós völgyek fejlődésmenetében jelentős változás következett be. A völgyfenék aktív süllyedése mellett nagymértékű feltöltődés kezdődött meg. A süllyedés és a feltöltődés méretéről a jelenlegi alluviális völgytalpak alatt 10–25 m vastagságban felhalmozódott lejtőtörmelékes, agyagos jellegű löszös üledékek tájékoztatnak (35., 40., 54., 66. ábra). Az átmosott üledékek nagyobb része



67. ábra. A Felsőhidas-patak völgyének keresztmetszeti szelvénye Kölesdnél

1 = tarka pannóniai agyag, 2 = világosszürke, aprószemű pannóniai homok, 3 = mészmárga pad, 4 = alsópleisztocén fosszilis vörösayag, 5 = fakósárga típusos lösz, 6 = szoliflukciós lösz, 7 = vörösbarna fosszilis talajzóna, 8 = szoliflukciósan begyűrt fosszilis talaj, 9 = átmosott, lejtőtörmelékes, agyagos löszös üledék, 10 = mészlepedékes csernozjom, V = vető, vetőzóna

a deráziós mellékvölgyekből került ki, kisebb része pedig a völgyoldalakról mosódott le. A süllyedés és a feltöltődés a posztglaciálisban kezdődhetett meg, a holocénban is tartott, és napjainkban is jellemző folyamat. A tőzeg-foltokat és faszén-maradványokat tartalmazó völgykitöltő üledékek felső, 3–5 m-es szintje újholocén.

A változatos fejlődéstörténetet átélt eróziós völgyek nagy mélységű (80–120 m), széles völgytalpú (200–500 m), tál alakú völgyekké formálódtak (9. kép).

A sajátos szerkezeti viszonyok következtében a völgyek erősen aszimmetrikusak (35., 40., 54., 66., 67. ábra). Délies kitétségű lejtőik menedekesebbek (6–7°), jobboldali É-i kitétségű lejtőik pedig nagyon meredek (15–25°). A nagymértékű aszimmetrikus keresztmetszetek kialakításában



a döntő tényező a féloldalas kiemelkedés és a táblás levetődés volt (54., 66., 67. ábra).

A völgyek formálásában a lineáris eróziónak ma már nagyon jelentéktelen szerepe van. Napjainkban a *völgyszélesbítés* folyik a legnagyobb intenzitással. Ez főleg a lejtők leöblítésében és a deráziós mellékvölgyek hátraharapódzásában nyilvánul meg a legkifejezőbben.

Különösen a baloldali lankásabb völgylejtőket tagolja nagyon sok deráziós völgy. Az itteni deráziós völgyek a Hegyhát ÉÉNy—DDK-i irányú ősi vízhálózatának vonalaiban fejlődtek ki, a löszborította táblarögök menedékes felszínébe vágódtak be, és hegyesszögben nyílnak az eróziós fővölgyekre. Az idősebb deráziós völgyek a fővölgyek fejlődésével egyidejűleg alakultak ki, nagy mélységűek (30—35 m), és völgytalpuk egyszintben van az eróziós völgyek alluviális síkságával.

Az eróziós völgyek jobboldali, északias kitettséggű meredekebb lejtőit csak rövidebb deráziós völgyek és fülkék tagolják, de a löszszurdokokkal együtt a völgyvállak feletti magasabb szinteket nagyon jellegzetes *eróziós-deráziós* tanúhegyekre bontották.

A völgyfenekek feltöltődése napjainkban is folyamatos. A deráziós völgyekből kitakarodó és a lejtőkről lemosódó rengeteg löszanyag az eróziós völgyek alluviális völgytalpain halmozódik fel, ahonnan annak csak jelentéktelen hányada kerül elszállításra. Az állandó jellegű süllyedés miatt ugyanis a völgyek lefolyása nagyon gyenge, még felhőszakadások idején is kevés hordalékanyag takarodik ki belőlük. Csatornázott medreik rendszerint 1—2 év alatt eltömődnek, s nagyobb esőzések idején az egyenetlen, rossz lefolyású völgyfenekeken belvizek törnek fel.

Teljesen azonos fejlődéstörténet és szerkezeti-morfológiai tulajdonságok jellemzik a *Völgység Ny-i peremterületének táblarögei között kialakult eróziós völgyeket* is. A különbség a hegyhátiakkal szemben mindössze annyi, hogy az utóbbiak nagyjából Ny—K-i irányban elrendeződött rácsos vetődésrendszer mentén alakultak ki, s a Kapos-völgyre nyílnak. Legtipikusabb képviselőik a *Mágócsi-* és a *Bikali-völgy* (29. ábra).

### c) Rövid aszimmetrikus eróziós völgyek (völgymedencék)

Legtipikusabb képviselőik a Szekszárdi-dombvidék ÉK-i részéről ismertek, ahol a Sárközre nyíló rövid, nagy mélységű eróziós völgyek a löszös domb-ságot szabályos rögsorokra darabolták (55. ábra). Az itt sorakozó *Parásztá-*, *Bartina-*, *Csatári-* és *Tóth-völgyet* azonos szerkezeti és morfológiai tulajdonságok jellemzik.

Jellemző szerkezeti azonosságuk, hogy a nagyjából Ny—K-i irányban elrendeződött, váltakozó irányú (ÉÉK—DDNy-i, NyÉNy—KDK-i, K—Ny-i és ÉNy—DK-i) szerkezeti vonalak mentén kialakult eróziós völgyek jobboldali lejtőit lépcsős vetődések kísérik (55. ábra).

A lépcsős levetődést a Parásztá-völgy felső szakaszán 45° ÉÉK—DDNy-i, a Bartina-völgy felső szakaszának jobboldali peremén 80° ÉNy—DK-i, a Csatári-völgy középső szakaszán pedig 60° Ny—K-i irányú vetők jelzik a pannóniai fekvében.

További jellemző morfológiai vonásuk, hogy rövidek (1,5—3 km), de hosszúságukhoz képest nagyon tágasak (1—1,8 km), s a baloldali völgylejtőket a *deráziós völgyek* és a *lösz lepusztulásformáinak* sűrű hálózata tagolja (5. kép).

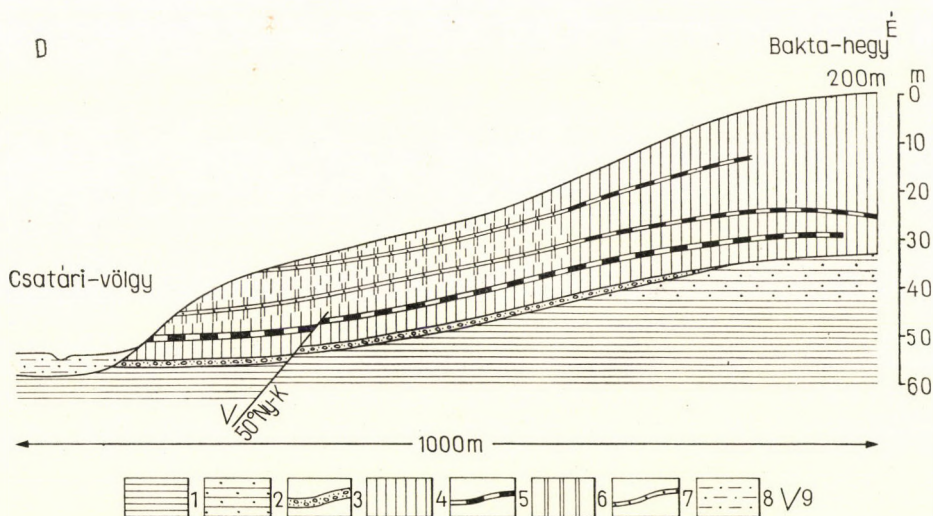
A pannóniai felszínbe vágódott völgyek a dombvidék középpleisztocén kiemelkedésével egyidejűleg alakultak ki, s az újpleisztocén löszképződés



előtt már tágas *völgymedencévé* fejlődtek. Ezt a völgyoldalakon települt löszök vörösbarna fosszilis talajzónáinak a völgytalpak felé való hajlása szépen mutatja (15., 42., 49., 68. ábra).

A völgyek formálásában, különösen szélesbítésében az eróziós folyamatok mellett jelentékeny szerepe volt a lejtőletaroló, tömegáttelepítő *periglaciális szoliflukciónak* is, amit a lejtők alján nagy vastagságban (4–16 m) felhalmozott, erősen kevert szoliflukciós lejtőtörmelékes üledékek jeleznek.

Különösen az északi kitettségű, meredek töréses lejtőket alakította át nagymértékben a szoliflukció. A völgyek délies kitettségű lejtőit a felszíni leöblítés, a periglaciális szoliflukció és a suvadások együttesen formálták, s a jobboldali völgyperem meredekebb lépcsős szerkezetéhez képest erősen aszimmetrikussá tették.



68. ábra. A Csátári-völgy baloldali völgylejtőjének keresztmetszeti (földtani) szelvénye  
 1 = pannóniai agyag, 2 = pannóniai homok, 3 = törmelékes konkréciós réteg, 4 = típusos lösz, 5 = vörösbarna fosszilis talajzóna, 6 = szoliflukciós lösz, 7 = szoliflukciósan mozgatótt vályog-szalag, 8 = átmosott, iszapos, homokos, löszös üledék, 9 = vető, vetőzóna

Az újpleisztocénban a völgyek fejlődésmenete megváltozott. A völgymedence-szerűen kitáguló völgyek ellöszösödtek, s korábbi formájukat megváltoztatták. Különösen a délies kitettségű lankásabb völgyoldalakat bélelte ki vastag lösz, de lefolyásuk még a löszképződés idején sem szünetelt, akkor is élő, fejlődő völgyek maradtak, s menedékesebb lejtőiken szebbnél szebb kifejlődésű deráziós mellékvölgyek alakultak ki.

A lösszel kibélelt völgyek holocén fejlődéstörténetét a dombvidék K-i pereme mentén aktív völgyképző tevékenységet végző Duna befolyásolta nagymértékben.

A völgyek holocén fejlődéstörténetét a Parászta-völgy (5. kép) fejlődésén keresztül mutatjuk be. A Parászta széles völgyfeneke 15 m vastag átmosott, lejtőtörmelékes talajjal kevert löszös üledékkel van kitöltve. Ebben alakult ki a patak szurdika, amely az átmosott üledékeket a pannó-



niai feküig feltárja. A feltárás alapján a következő fejlődésmenetre lehet következtetni.

A völgyfenék nagyarányú feltöltődését jelentékeny völgybevágódásnak kellett megelőznie, amely minden bizonnyal akkor következett be, amikor a Duna óholocén völgyfenekét (Sárköz felszíne) elhagyta, és mélyebb szintbe vágódott be. A völgykitöltődés a deráziós völgyek kialakulásával van szoros kapcsolatban. A jelentékenyen kimélyült helyi erózióbázis fokozott mértékben hatott vissza a mellékvölgyek fejlődésére, s az újholocén kezdetétől az areális és lineáris erózió együttes tevékenysége révén rengeteg löszöstalajos üledék takarodott ki a deráziós völgyekből, és került felhalmozódásra a fővölgyekben. Emellett szól az a tény, hogy a Parászta völgykitöltő üledékének jelentékeny részét a deráziós völgyek lejtőiről hiányzó (a völgy-lejtők teljesen erodáltak), átmosott lösszel kevert *mészlepedékes csernozjom* teszi ki.

A Parászta-patak feltöltött völgyfenekébe csak napjainkban vágódott be. 12 m mély szurdika az utolsó ötven évben alakult ki.

Hasonló fejlődésmenetre lehet következtetni a *Bartina-völgyben* és a *Csatári-völgyben* is, ahol a csatornázott meder alsó szakaszán 7—8 m vastag völgykitöltő üledék ismeretes.

Az újholocéntól kezdve a völgyek formálásában elsősorban az eróziónak és a löszformák kialakulásának volt döntő szerepe. Ez időtől kezdve a Sárközre nyíló völgyek patakjai temérdek löszös üledéket hordtak ki és teregettek szét a Duna óholocén teraszfelszínén. A Palánki-hegytől a Lajvér-völgy nyílásáig csaknem összefüggő lapos hordalékkúplejtő szegélyezi a Sárköz Ny-i peremét.

Napjainkban a lejtőleöblítéssel és lineáris eróziós tevékenységgel együttjáró *talaj-eróziós folyamatok* formálják a völgyeket. A deráziós mellékvölgyek mélyülése, szurdiképződés és a löszformák állandó keletkezése és pusztulása jellemzi jelenlegi fejlődésüket, ami nagyarányú *talajpusztulással* jár együtt.

E völgyek igen jellemző antropogén sajátossága, hogy lejtőikről a termőtalaj már évtizedek óta lepusztult.

#### d) Szerkezetileg irányított nagyobb patakvölgyek

*Azokat a völgyeket soroljuk ide, amelyek kialakításában a szerkezeti mozgásoknak ugyan volt valamelyes szerepük, de az nem vetődések vagy árkos süllyedések formájában, hanem egyszerűen felszíni repedésekben vagy törésekben nyilvánult meg.*

E típushoz tartozó völgyek kialakításában a lineáris eróziónak volt döntő szerepe. Többségük a korábban tárgyalt eróziós fővölgyek mellékvölgye. Szerkezeti irányítottságuk abban jut kifejezésre, hogy futásirányukat éles megtörésekkel gyakran változtatva jutnak el a fővölgyekhez. Jellemző tulajdonságuk, hogy nem aszimmetrikusak, a fővölgyeknél rövidebbek, sekélyebbek, és völgytalpuk keskeny. Egyeseknek állandó, másoknak csak időszakos vízfolyásuk van, s fejlődésüket főleg a völgyfők hátraharapódzása és a lejtők leöblítése jellemzi.

Lefolyásuk nagyon gyenge. A völgyoldalak lejtőiről lepusztult üledékek jelentős része a völgytalpakon halmozódik fel, s alig kerül belőle valami elszállításra. Dél-Hegyhát területén, a Völgység K-i térségében és a Szekszárdi-dombvidék D-i részén fordulnak elő sűrűbben. Az állandó vízfolyásúak közül a Grábóci-, Alsónánai-, Szálkai-, Mucsfa-, Bonyhádvarasdi-, Csibráki- és a Dúzsai-völgy jelentősebb.



### e) Kisebb eróziós völgyek

A kisebb eróziós völgyek általában rövidebbek és fiatalabbak is az eddig tárgyalt, szerkezeti mozgások közreműködésével kialakult eróziós völgyeknél. Mindenütt a felszín általános lejtősödésének megfelelően alakultak ki, s a szerkezeti irányított nagyobb völgyek szubszekvens, reszekvens vagy sztrató-szubszekvens mellékvölgyeinek tekinthetők. Mélységük jelentéktelen (5–10 m), állandó vízfolyásuk rendszerint nincsen, s előfordulásuk is ritkább.

## 2. Deráziós völgyek

A Tolnai-dombság völgyeinek másik fő csoportját a deráziós völgyek képviselik. Formájukat és kialakulás-körülményeiket tekintve egyaránt különböznek az eróziós völgytípusoktól.

Leggyakrabban *teknő vagy tál alakú, homorú lejtőkkel határolt, sok esetben völgytalp nélküli hosszanti térszíni mélyedések*. Méreteik, akárcsak formájuk, nagyon különböző. Általában 400–800 m hosszúak és 100–300 m szélesek, de előfordulnak kisebbek (100–200 m) és nagyobbak (1–3 km) is.

*Legfontosabb morfológiai jellemvonásuk, hogy sem medrük, sem állandó vízfolyásuk nincsen, s a völgyfő felé jelentékenyen kiszélesednek.*

Bár a Tolnai-dombságot mindenütt fejlett eróziós völgyhálózat jellemzi, a változatosabb kifejlődésű és nagyobb elterjedésű deráziós völgyeknek a dombsági táj egyes részein jelentékenyen nagyobb felszínformáló szerepük van, mint az eróziós völgyeknek. Vonatkozik ez mindenekelőtt Észak-Hegyhátra és a Szekszárdi-dombság ÉK-i részére, ahol a táj morfológiai arculatát a nagyformák mellett (táblarögök, rögök) a lösz lepusztulásformáival együtt döntő mértékben a deráziós völgyek határozzák meg.

*A deráziós völgyek a löszös dombság legkülönbözőbb területein megtalálhatók. Általában tömegesen fordulnak elő, de főleg az eróziós völgyoldalak löszlejtőin, a löszhátak peremein és a kibillent táblarögök felszínén fejlődtek ki a legsűrűbben.*

Lényeges vonásuk még, hogy területünkön mindenütt löszön vagy löszös üledéken alakultak ki, és számos esetben szerkezeti vonalat követnek. Ez főleg a Hegyhátban tűnik erősen szembe, ahol az egymás mellett sorakozó táblarögök felszínén azonos irányban (ÉÉNy–DDK) elrendeződött deráziós völgyek az ősi szerkezeti vonalak mentén alakultak ki.

A löszös dombságon kialakult deráziós völgyek a legkevésbé tanulmányozott felszínformák közé tartoznak. Származásukat és fejlődésüket még sok talányos kérdés övezi.

A kérdés megoldása már csak azért sem egyszerű, mert a deráziós völgyeknek csupán alakrajzi jellemvonásaik alapján még egy középtájon belül is sok típusa, változata figyelhető meg. Valószínűnek látszik, hogy az egyes típusok *genetikája is különbözik egymástól*. De még az is lehetséges, hogy az azonos vagy hasonló formájú deráziós völgyek kialakulásmenete is eltér bizonyos vonatkozásban egymástól, és a különböző alakrajzi és morfológiai jellemvonásokkal rendelkező formák közül egyesek azonos genezisűek. Egy másik nehézség abból adódik, hogy a deráziós völgyek is éppen úgy, mint egyéb formák, *különböző korúak*. Ennek alapján még azonos külső morfológiai vonások ellenére is lehetséges, hogy kialakulás-körülményeik egymástól eltérőek voltak.



Területünkön a deráziós völgyeknek nagy számarányuknál (960 db) fogva érthetően nagyon sok változata, típusa figyelhető meg, de a fent említett nehézségek miatt osztályozásuk genetikai alapon ma még nem végezhető el, mert sok esetben erre semmilyen támpontunk nincsen. Ez elsősorban az olyan idősebb pleisztocén deráziós völgyekre vonatkozik, amelyeknél sem a völgykitöltő üledékek jellegéből és településhelyzetéből, sem pedig napjainkban megfigyelhető völgyképző folyamatokból nem lehet következtetni a formák kialakulására.

*Igy területünk deráziós völgyeit alakrajzi és morfológiai sajátosságai alapján tipizáljuk, és az egymástól különböző típusokat jellemezzük.*

Mielőtt a deráziós völgytípusok általános morfológiai jellemzésére rátérnénk, szükségesnek tartjuk röviden összefoglalni a deráziós völgyfejlődési folyamatokra vonatkozó hazai irodalom kritikai értékelését. Ez azért is szükséges, mert e sajátos völgytípus genetikáját illetően a különböző területeken dolgozó kutatók véleménye elég jelentősen eltér egymástól.

A deráziós (korráziós) völgyekre vonatkozó első hazai irodalmi utalásokat BULLA B. (1954, 1962) munkáiban találjuk, ahol a szerző az általános völgyképző folyamatokról (lejtőleöblítés, suvadás, iszapfolyás, talajfolyás) tesz említést, és felhívja a figyelmet arra, hogy a völgyek genezisének és fejlődésének még sok a vitás kérdés. BULLA részletes adatok hiányában e völgyeket kőzetmorfológiai formáknak („minden esetben azonos térszíneken alakulnak ki”) tartotta.

A Bükk ÉEK-i előterében végzett kutatásai alapján elsőként PEJA Gy. (1954, 1959) foglalkozott részletesen az ilyen völgyek kialakulás-körülményeivel és származásával. Vizsgálatai alapján pleisztocén és holocén deráziós (korráziós) völgyeket különített el egymástól. A pleisztocén koriakat az egyéb deráziós formákkal együtt komplex genezisének tartja, s kialakításukban a periglaciális területeken működő fagy okozta törmeléképződés, talajfolyás (szoliflukció), lejtőleöblítés, suvadás, omlás, a lineáris erózió és esetenként a defláció szerepét hangsúlyozza. Véleménye szerint a pleisztocénban kialakult deráziós völgyek fosszilis formák, ma már nem fejlődnek. A holocén deráziós völgyek kialakításában a lineáris erózió, a suvadás, a lejtőleöblítésnek, a deflációnak és az állatok tiprásának tulajdonít fontosabb szerepet.

PÉCSI M. (1955, 1961, 1962, 1964) a deráziós völgyek kialakulás-körülményeinek általános problematikájával és a völgyeknek a periglaciális domborzatformálásban játszott szerepével foglalkozik. Főleg a völgyalakító klimatikus morfológiai folyamatokat elemzi részletesen. PÉCSI (1964) a deráziós völgyeket mindenekelőtt klimatikus morfológiai formáknak tartja, s kialakításukban a szoliflukciós (geliszoliflukciós, kongeliszoliflukciós) folyamatoknak, a hóolvadákvizek és a csapadékvizek felszíni leöblítő tevékenységének (pluvioniváció) tulajdonít elsőrendű fontosságot.

SZÉKELY A. (1961) a Mátrában végzett kutatásai alapján a deráziós (korráziós) völgyek kialakítására a periglaciális éghajlatot tartja kedvezőbbnek, de tévesnek minősíti az olyan felfogást, mely szerint ezek a völgyek csak a periglaciális területeken fejlődnek ki (511. o.). Megítélése szerint a deráziós völgy „kőzetminőséghez kötött forma, csakis könnyen pusztuló kőzeteken jön létre, ott viszont mindig kialakul” (511. o.). Vizsgálatai szerint a völgyek alakját (keresztmetszetét) a vonalas és a felületi erózió formálja: „A völgy keresztmetszete a két tényező (lineáris és areális erózió) párharcában alakult ki.” Létrehozásában a szoliflukció, a felületileg letaroló tömegmozgások (suvadások, lejtőcsuszamlás, lejtőtörmelék lassú mozgása), a záporokat követő lejtőleöblítések és a sárfolyások játsszák a legfontosabb szerepet.

BALLA Gy. (1959) a Monor—Ceglédberceli-löszösháton végzett morfológiai vizsgálatai alapján a deráziós völgyek kialakításában a kőzetminőségnek és az éghajlati feltételeknek egyaránt fontos szerepet tulajdonít. Véleménye szerint a pleisztocén deráziós völgyek kialakításában a gyakori fagyváltozékonyság következtében fellépő szoliflukciónak, a holocén deráziós völgyek formálásában pedig a csapadék- és olvadákvizek eróziójának (lineáris és felületi erózió), a sárfolyásoknak és esetenként a suvadásoknak van döntő jelentőségük.

MAROSI S. (1965) a deráziós völgyek kialakítását illetően a különböző véleményeket igyekszik egyeztetni. Véleménye szerint a deráziós völgyek kialakulásának feltételei a periglaciális időszakokban igen kedvezőek voltak, de azok nemcsak a pleisztocén periglaciális időszakokban jöttek létre. Megfogalmazása szerint ez a sajátos völgytípus



„a felszínformáló külső erők komplex tényezőktől meghatározott összmunkájának eredménye, átmeneti destrukciós forma az areális és a lineáris erózió által létrehozott felszíni jelenségek sorában”.

Hasonlóképpen vélekedik a deráziós völgyek kialakulásáról SZILÁRD J. (1965) is, aki elsősorban szintén periglaciális deráziós folyamatokkal hozza kapcsolatba a formák kialakulását. A völgyfenéken areális felhalmozott üledékek kihordását az időszakosan lezúduló zápor- és hóolvadékvizek lineáris eróziós tevékenységének tulajdonítja.

Az idézett magyarázatokkal kapcsolatban eljáróban néhány fontos kérdést szeretnék hangsúlyozni.

1. Jóllehet löszös és agyagos dombságainkon a deráziós völgyek többsége pleisztocén korú, de rengeteg azoknak a völgyeknek a száma, melyek a holocénban és napjainkban alakultak ki: *ez azt jelenti, hogy a deráziós völgyek nem periglaciális klimatikus morfológiai formák, s kialakulásuk periglaciális areális folyamatok nélkül is végbemegy.*

2. A deráziós völgy egyértelműen *lineáris forma* (100 m—3 km hosszú völgyek), következésképpen az elsőrendű völgyképző folyamatokat lineárisan működő erőhatásokkal kell kapcsolatba hoznunk, melyek elsősorban az időszakosan lezúduló nagy intenzitású heves záporosók lehetnek.

3. Bár az *eltemetett* hajdani deráziós völgyek töltelékhanyaga, valamint a völgytalpakon és völgyoldalakon feltárt völgykitöltő üledékek többnyire periglaciális éghajlati feltételek mellett történt lejtőletarolásról és üledékfelhalmozódásról tanúskodnak, mégsem lehet ezekből egyértelműen a völgyek periglaciális viszonyok mellett végbement döntő fejlődéskörülményeire következtetni, mert a szóban forgó völgykitöltő üledékek elsősorban a deráziós völgyek pusztulására, nem pedig fejlődésére utalnak.

4. A kitöltött völgyek alapján éppen arra kell következtetnünk, hogy a periglaciális viszonyok mellett a völgylejtők areális letarolása következtében a völgytalpakon felhalmozódott üledékek kihordása is mindenekelőtt lineáris úton történt, amit elsősorban a nagy intenzitású záporosók csapadékvize végezhetett el. Ez egyben azt jelenti, hogy *lineáris erózió\* nélkül még periglaciális feltételek mellett alakuló forma esetén sincsen völgyfejlődés.* A több száz m hosszú deráziós völgyekből ugyanis semmilyen más erőhatás nem hordhatja ki a völgytalpakon areális felhalmozott üledéket.

5. A fenti kérdések és a kutatási tapasztalatok arra figyelmeztetnek, hogy a deráziós völgyek kimélyítésében elsőrendű tényezőként a lineáris erózió szerepét hangsúlyozzam, azzal a megjegyzéssel, hogy e sajátos völgytípusok a völgylejtők fokozott areális lepusztulása nélkül sem a pleisztocénban nem alakulhattak volna ki, sem napjainkban nem fejlődnének.

A fenti problémákat azért vetettük fel, mert a Tolnai-dombság pleisztocén deráziós völgyeinek kialakulását — melyek esetenként 1—3 km hosszúak és 25—70 m mélyek — csupán periglaciális feltételek mellett végbemenő areális lepusztulással mint elsőrendű völgyképző folyamattal magyarázni nem lehet.

A részletes vizsgálatnál el kell határolni a deráziós völgyek pleisztocén kori fejlődésmenetét a napjainkban végbemenő völgyképződéstől. Ezt a domborzati, éghajlati és növényzeti viszonyok megváltozása mellett elsősorban az indokolja, hogy a pleisztocén periglaciális viszonyok között a deráziós völgyek kialakításában szerepet játszó völgyképző folyamatok közül egyes erőhatásoknak (pl. periglaciális szoliflukció) ma már egyáltalán nincsen szerepük, viszont az *antropogén* hatások olyan jelentősek, hogy helyenként a legaktívabb völgyképző folyamatoknál is hatékonyabbak.

#### a) A deráziós völgyek jelenkori fejlődésmenete

A deráziós völgyek kialakulás-körülményeinek tanulmányozásakor a leghelyesebb, ha az aktualitás elvéből indulunk ki, s elsősorban a napjainkban végbemenő, egzakt méréseken és megfigyeléseken alapuló völgyképző folyamatok szerepét tisztázzuk, s a jelenkori völgyfejlődés analógiája és a völgy-

\* Lineáris erózió alatt nem folyóvízi eróziót értünk (!) — hanem a völgylejtőkön és völgytalpakon lineáris pályán lefolyó csapadékvizek eróziós munkáját.



kitöltő üledékek jellege alapján következtetünk a völgyek múltbeli fejlődésmenetére.

Ebből a szempontból éveken keresztül figyelemmel kísértük dombságunk deráziós völgyeinek fejlődését, s számos esetben nagy intenzitású záporosók alkalmával a helyszínen győződünk meg a deráziós völgyek formálásában szerepet játszó erőhatások tevékenységéről.

A helyszíni megfigyelések mellett konkrét adatszerzés céljából Kisszékely, Tevel, Kakasd, Börzsöny, Grábóc és Szekszárd határában 14 deráziós völgyben méréseket végeztünk (1957—1965). Ennek során a számszerű lepusztulási adatokon túlmenően értékes tapasztalatokra tettünk szert. Az első tapasztalatot 1957-ben Kisszékely határában szereztük, ahol 25 perces heves záporosó alkalmával a helyszínen néztük végig a deráziós völgyben működő erózió felszíninformáló szerepét.

A záporosó során a szántóföldi művelés alatt álló (tarlóval fedett terület) *tál alakú deráziós völgy oldallejtői sűrűn esővízbarázdákkal réselődtek be, s a keskeny homorú völgytalp felekén egészen a völgynyílásig húzódó, átlagosan 30 cm mély és 50—60 cm széles eróziós árok képződött, amelyen áradatként szaladt le az iszapos löszös hordalékkal telített víz a Kisszékelyi-völgybe.*

A záporosó hevesebb periódusaiban a lejtőkön lefolyó víz az esővízbarázdákból is kilépett, és széles sávokban egységes vízréteggé egyesülve mosta le a lejtő anyagát, amelyet a völgytalpra vésett árkoláson keresztül a lineáris erózió csaknem maradéktalanul kihordott a fővölgy lejtőjére, ahol annak nagyobb része az előre elkészített üledékelfogó árokban rakódott le.

A 25 perces záporosó alatt a 2400 m<sup>2</sup>-nyi alapterületű deráziós völgyből 5—6°-os oldallejtők és 1—3°-os völgytalpesés mellett 31 m<sup>3</sup>-nyi üledék erodálódott ki. Az említett 25 perc alatt a deráziós völgyből lényegesen több anyag takarodott ki, mint egész évben együttvéve. Hasonló adatokat gyűjtöttünk 1958 nyarán Tevel határában is, ahol két deráziós völgyet tartottunk 5 hónapon keresztül megfigyelés alatt.

1959. július 27-én Ladomány határában 35 perc alatt lezúdult, 22 mm-es záporosó egy 3000 m<sup>2</sup>-nyi kiterjedésű (tarlókántásos terület), átlagosan 15—16°-os lejtőjű deráziós völgyből 78 m<sup>3</sup> barna erdőtalajt és löszöt hordott ki. Ugyanezen idő alatt a Tóth-völgy baloldali lejtőjén egy 2400 m<sup>2</sup>-nyi alapterületű, szurdikokkal felnyílt deráziós völgyből 8—10°-os lejtőszög mellett 49 m<sup>3</sup>-nyi talaj és anyakőzet takarodott ki.

1963. május 17-én a Lajvér-völgy baloldali lejtőjén egy 4500 m<sup>2</sup>-nyi alapterületű, kapás növényekkel beültetett, 16—18°-os lejtőjű deráziós völgyből kb. egyórás záporosó alkalmával 60 m<sup>3</sup> nyers anyakőzet erodálódott ki.

1962. június 23-án Kakasd, Börzsöny, Grábóc környékén és a Gyertyámos-hegy lejtőin egyidejűleg egy sorozatmérést végeztünk. Az említett napon 5 órán keresztül különböző intenzitással több alkalommal megismétlődő záporosó volt, s összesen 32 mm csapadék hullott. Ez alkalommal egyidejűleg 8 helyen végeztünk méréseket. A lepusztulási adatokat a 4. táblázaton közöljük.

Erdemes még a deráziós völgyek fejlődésével kapcsolatban megemlíteni az 1961. június 10-i szekszárdi felhőszakadás után szerzett helyszíni tapasztalatokat. Az említett napon másfél óra alatt 81 mm csapadék hullott a városra és a környező dombvidékre. Ez alkalommal méréseket ugyan nem végeztünk, de a záporosót követő 1 hét múlva is tapasztalhattuk, hogy a Szekszárdi-dombvidék valamennyi deráziós völgyének oldallejtői és völgyfenekeli eróziós árkolásokkal sűrűn beréselődtek. A nagyesésű deráziós völgyekben 1—2,5 m mély eróziós árkolások is képződtek.

*Az említett záporosók alkalmával végzett helyszíni megfigyeléseink és méréseink során győződünk meg arról, hogy a deráziós völgyek fejlődésében napjainkban az areális és lineáris erózió együttes tevékenységének van a legnagyobb fontossága.*

A Tolnai-dombságon a deráziós völgyoldalak lejtőit azóta is nagyon sokfelé láttuk esővízbarázdákkal beréselve és a völgytalpakat lineáris erózióval felárkolvá.

A mondottakat a záporosók alkalmával és közvetlen utána készített 10. képen mutatjuk be. A kép Alsónána határában kialakult deráziós völgy-



4. táblázat. Deráziós völgyekben mért lepusztulási adatok

Mérés helye	Terület, m <sup>2</sup>	Lejtő- szög, °	Növényzet	Erodált anyag, m <sup>3</sup>	Csapa- dék, mm	Talajtípus	Terület erodált- sági foka
Rák-völgy jobbolda- li lejtője Kakasdnál	6 400	25—28	napraforgó	134	32	—	100%
Rák-völgy baloldali lejtője Kakasdnál	4 800	18	burgonya	70	32	mészlepe- dékes cser- nozjom	erősen
Rák-völgy jobb- oldali lejtője Bör- zsönynél	6 000	10—15	kukorica	49	32	barna er- dőtala	erősen
Rák-völgy baloldali lejtője Börzsöny- nél	7 500	7—8	gyümölcsös	18	32	barna er- dőtala	erősen
Káló-hegy, Grábóc	10 800	12—15	kukorica	117	32	barna er- dőtala	erősen
Gráboci-hegy Ny-i lejtője	1 800	20	kipusztult szőlő	80	32	—	100%
Gyertyámos-hegy É-i pereme	3 800	25	parlagföld	32	32	csernozjom	erősen
Gyertyámos-hegy Ny-i pereme	4 300	8—10	szőlő	140	32	—	100%

oldalt (dohányföld) ábrázol közvetlen eső után. A deráziós völgylejtő 1962. június 17-én kb. félóra alatt lezúdult 18 mm-es záporosó alkalmával reselő-  
dött be esővízbarázdákkal.

*A rövid ideig tartó, de rendkívül heves záporosó nyomán 20—30 cm mélységű  
esővízbarázdák képződtek a lejtőn, s a homorú völgytalpra lehordott temérdek  
talajt és löszanyagot a képen is látható 2—3 m széles sávban kierodált lapos  
árkokban hordta ki a lineáris erózió a fővölgybe.*

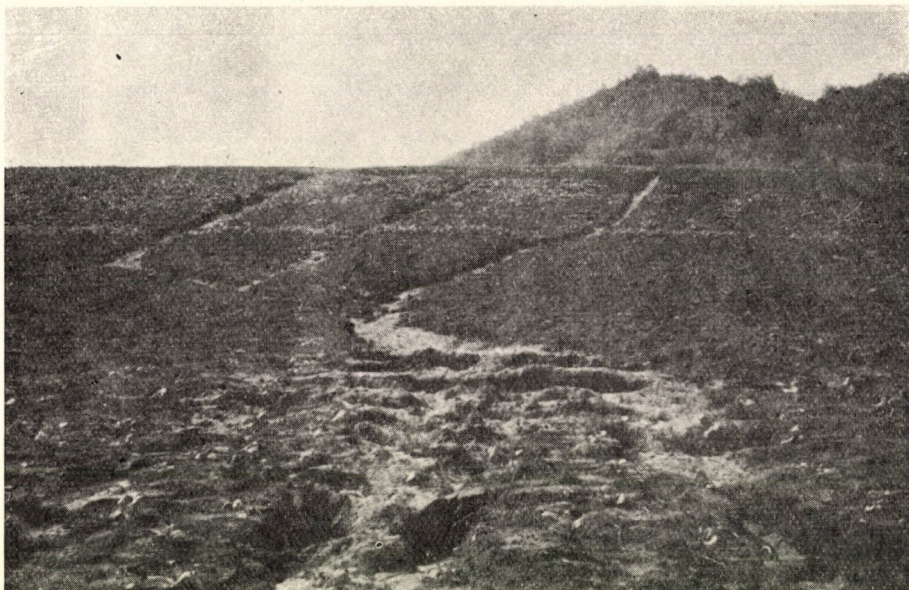
Méréseink szerint a 900 m<sup>2</sup>-nyi alapterületű, átlagosan 3—5°-os lejtőjű  
deráziós völgyből 94 m<sup>3</sup> talajjal kevert lösz erodálódott ki. A fényképen is  
világosan látható, 2—3 m-es távközökben képződött esővízbarázdákon  
kívül a lejtő egyes szakaszait teljesen összefüggő vízréteg borította el, és  
nagyreszt a dohányt is letarolta.

E záport követő hetekben Alsónána környékén valamennyi deráziós  
völgyben a lineáris erózió működésére emlékeztető *eróziós árkokat és esővíz-  
barázdákkal sűrűn beréselt völgylejtőket* lehetett megfigyelni.

Tapasztalataink és megfigyeléseink szerint a lineáris és areális eróziós folyamattal  
együttjáró völgyképző tevékenység nemcsak a felszántott deráziós völgyekben  
jellemző, hanem a legelővel és erdővel fedett deráziós völgyekben is.

A hosszú évek során végzett megfigyelések, mérések és záporosók alkal-  
mával szerzett helyszíni tapasztalataink alapján lehetőségünk nyílt helyes  
képet alkotni a löszös dombságunkon napjainkban végbemenő deráziós  
völgyfejlődésről.





10. kép. A vonalas erózió szerepe a deráziós völgyek kialakításában

A deráziós völgylejtő 18 mm-es záporosó alkalmazásával réselődött be esővízbarázdákkal (Alsónána)

A lineáris és az areális erózió mellett az *antropogén hatások* jelentőségét kell erősen hangsúlyoznunk, melyek fontosságára a későbbiek során számszerű adatokkal fogunk utalni.

Amint a 10. képen is látható, a deráziós völgyoldalak letarolásában nemcsak a lejtőleöblítő areális eróziónak van szerepe, hanem a *lineáris erózió*nak is; *bonyolultan egymásbaszövődő, egymást feltételező eróziós folyamatként együttesen pusztítják le a lejtőket, és szállítják a finom üledéket a völgytalp alá, ahonnan azt a lineáris erózió szállítja ki a deráziós völgyből.*

A szállítás útját nagy záporok idején a legtöbb deráziós völgyben eróziós árkolás jelzi.

A legfontosabb tapasztalat az, hogy a deráziós völgyekből *anyag-kitakarítás* csaknem kizárólag lineáris erózió útján történik.

Nagyon sok deráziós völgy nyílásánál megfigyelhető a kihordott lejtő-üledék lapos hordalékkúpok formájában felhalmozva. Különösen a nagy-esésű deráziós völgyeknél jellemző ez. Pl. a Parászta-völgyre nyíló 9 deráziós völgyből kihordott anyag összefüggő hordalékkúp formájában halmozódott fel a völgynyílások előterében. Az itteni nagy esésű deráziós völgyekben végzett megfigyeléseink fontos adatokat szolgáltatottak. Záporosók alkalmazásával (ami itt nem is olyan ritka) és nagyobb esőzések idején áradó patakként tör ki a víz a deráziós völgyekből, és rengeteg löszanyagot szállít a Parászta völgsíkjára.

Ezen utóbbi megfigyeléseink a korábban közöltekkel együtt arra a meggyőződésre vezettek, hogy a deráziós völgyek kialakításában az egymásba szövődő areális és lineáris eróziós völgyképző folyamaton belül a *döntő szerep* sok esetben a *lineáris erózió*é.



*Lineáris erózió nélkül nincsen deráziós völgyfejlődés, mert a völgylejtők lemosott löszanyaga minden esetben a völgytalpakon halmozódna fel, ami nem völgyfejlődésre (mélyülésre), hanem völgykitöltődésre vezetne.*

Az elmondottakból következik, hogy *a deráziós völgyek elsősorban nagy záporok, zivatarok idején fejlődnek.* Különösen a kora tavaszi vagy késő őszi záporok hatása nagy, amikor a lejtőkön gyérebb a növényzet. Kisebb, csendes esőzések alkalmával fejlődésük nagyon jelentéktelen. Ilyenkor jobbra csak az areális erózió hatékony, s a lejtőkről lemosott anyag a völgytalpakon halmozódik fel, és nem kerül kihordásra.

*Egy-egy kiadós heves záporosó alkalmával messzemenően nagyobb a deráziós völgyfejlődés, mint öt vagy akár tíz év alatt, amikor csak csendes esőzések csapadékvize mossa le a lejtőket.* Száraz periódusokban alig vagy egyáltalán nem fejlődnek.

A csendes esőzéseknel sokkal jelentékenyebb *a kora tavaszi olvadékvizek lejtőletaroló munkája.* Az olvadékvizek eróziója akkor a legnagyobb, ha minél vastagabb a hótakaró, és ha az olvadás egyszerre következik be. Már a vízzel telített kásás hótakaró alatt működésbe lép az erózió, de az olvadékvizek jelentékenyebb felszínletaroló hatást akkor tudnak kifejteni, *ha hirtelen beállott felmelegedés hatására rövid idő alatt nagytömegű hó olvad el.* Ilyenkor a hótakaró alól valóságos patakként tör elő az olvadékvíz, és a lejtőkre lezúdulva szállítja a magával ragadott talajrészecskéket és a finomabb szemcséjű üledékeket.

Ha az olvadékvizek utánpótlása jelentős, tehát vastag a hótakaró, a felengedett felső talajréteg annyira átitatódik olvadékvízzel, hogy valóságos sárfolyásszerű áradat alakul ki a völgylejtőkön, és vastag rétegben erodálódik a felszín.

A hóolvadékvizek lejtőletaroló munkája is többnyire lineáris erózió formájában nyilvánul meg. Általában 1–2 m széles pásztákban borítja el a lejtőket, de sose válik az egész lejtőre kiterjedő, összefüggő areális folyamattá.

Az olvadékvizek eróziója különösen a D-i kitettségű lejtőkön hatékony, mert a hirtelen beállott felmelegedés hatására a napsütötte hosszú völgyoldalakon következik be nagyarányú olvadás. Az É-i kitettségű lejtőkön a hó csak lassan és fokozatosan olvad el, s a kis tömegű olvadékvizek gyenge beszívargása kisebb eróziós tevékenységgel jár.

## b) A deráziós völgyek pleisztocén fejlődésmenete

A jelenlegi völgyképző folyamatok ismerete alapján nagy valószínűséggel tudunk következtetni a pleisztocén jégkorszakok humidusabb időszakaiban végbement deráziós völgyképződés körülményeire.

Analógia alapján arra gondolunk, hogy az erdőtlen felszíneken a jégkorszakok melegebb humidus interstadiálisaiban is az areális és lineáris erózió együttes völgyképző tevékenységének volt a legnagyobb szerepe a deráziós völgyek kialakításában. Különösen az interstadiálisok szubtrópusi és anti-glaciális szakaszaiban voltak nagyon kedvezőek az éghajlati feltételek a deráziós völgyképződésre. Az éghajlati adottságoknál fogva az eróziós folyamat ugyanolyan lehetett, mint napjainkban, csak jelentékenyebb és gyorsabb ütemű.

Ez időszak együttes areális és lineáris eróziós tevékenységéhez fűződik a deráziós völgyek kialakulásának a kezdeti szakasza. A lejtők bőséges leöblítésével jelentékeny völgyszélesbítés (főleg areális erózió), a völgytal-



pakra lemosott anyag kitakarításával pedig völgymélyítés (főleg lineáris erózió) volt a jellemző folyamat.

*Ezt a folyamatot löszös dombságunk pleisztocénkori deráziós völgyeiből kihordott és a völgyek előterében nagy tömegben felhalmozott átmosott löszök és löszös üledékek kitűnően igazolják.* Említettük, hogy a Parászta-völgyben a deráziós völgyek előterében valóságos hordalékkúp-lejtő halmozódott fel. Ugyanez a helyzet nagyon sok helyen a Hegyhátban és a Völgység Ny-i peremterületén is. A deráziós völgyekből kihordott üledékek karaktere nagyon különböző, de a szemszerkezeti vizsgálatok mindenütt élesen tükrözik a lösz átmosott jellegét (19., 21. ábra).

A leggyakrabban a finoman rétegzett átmosott löszök fordulnak elő. A *finom rétegzettség* a lösz különböző mm  $\varnothing$ -jú részlegének frakcióira való bomlásából, annak osztályozásából és a különböző szemcseátmérőjű frakciónak váltakozva egymásra településéből adódik. Vizsgálataink szerint ugyanis minden vékony rétegben a lösznek valamelyik szemcseátmérőjű részlege van túlsúlyban (70–80%).

A finom rétegzettség az átmosott löszöknek vízben történő szállításával és leülepedésével alakul ki. Ezt recens példák kitűnően igazolják. Esőzések alkalmával a lemosott és a lejtők alján frissen felhalmozott löszök és löszös üledékek mindenütt ugyanazt a *finom rétegzettséget* mutatják, mint a pleisztocén deráziós völgyekből kihordott és felhalmozott löszök.

*Nyilvánvaló, hogy az azonos jellegű üledékek azonos folyamatot igazolnak. Éppen az üledékek azonos jellege a legjobb bizonyíték arra, hogy a pleisztocén interstadiálisok humidus időszakaiban is a lineáris és areális erózió jelentette a legfontosabb és legaktívabb völgyképző folyamatot.*

A pleisztocén deráziós völgyek természetesen a *glaciálisokban* is tovább fejlődtek, és helyenként lényeges átalakuláson, változáson mentek át. Ez időszakra jellemző fejlődésük menetére a deráziós völgyeket kitöltő üledékek jellegéből és településhelyzetéből vonhatunk le következtetéseket.

Löszös dombságunk területén a deráziós völgyek kitöltődésének két formája ismeretes. Az egyik eset az, amikor a hajdani deráziós völgyek *teljesen kitöltődtek*, a másik pedig, amikor csak *részlegesen töltődtek ki*, továbbra is élő, fejlődő völgyek maradtak, s jelenleg is fejlődés alatt állnak.

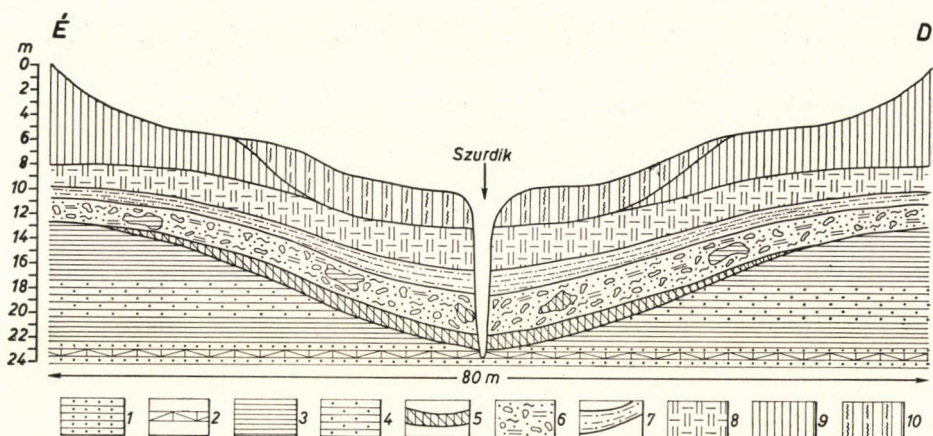
Utóbbit a Hegyhát Ny-i peremén, a Simontornya – Pincehely közti szakaszon felvett három keresztmetszeti szelvényen mutatjuk be (50., 51., 69. ábra). Mindhárom szelvényen látható, hogy a különböző jellegű és származású völgykitöltő üledékek bizonyára különböző éghajlati szakaszokra utalnak, melyek során a lepusztulás és a felhalmozódás végbement.

A völgykitöltő üledék nagyobb része *szoliflukciós eredetű*. Kőzettani összetételük és települési jellegük alapján főleg két típus fordul elő gyakrabban. Az egyik típust többnyire *homogén anyagfelhalmozódás* (fosszilis vörösgagyag, szolifluidált fosszilis talajzónával kevert lösz) jellemzi, a másik típusra pedig *a legkülönbözőbb kőzetösszetételű és szemnagyságú anyagok keveredettsége*, osztályozatlansága és kaotikus egymásba gyűrődése jellemző (50., 51., 69. ábra).

A változó jellegű szoliflukciós üledékek jelenléte arra utal, hogy a pleisztocén periglaciálisok humidusabb szakaszaiban a legaktívabb völgyképző folyamat a regeláció hatására az állandó vagy időszakosan fagyott felszínen a napi és évszakos ritmusokban megismétlődő szoliflukciós anyagmozgás lehetett.



Megfigyeléseink szerint a szoliflukciós mozgásoknak főleg a lejtők letarolásában s azon keresztül a völgyek szélesbítésében volt a leglényegesebb szerepük. A völgytalpakon felhalmozódott szoliflukciós üledékeknek tekin-



69. ábra. Pleisztocén végi feltöltött deráziós völgy keresztmetszeti szelvénye Pincehely és Tolnanémedi között a Kapos-völgy jobboldali lejtőjén

1 = sűrű pannoniai homok, 2 = pannoniai homokkő, 3 = kékeszürke pannoniai agyag, 4 = pannoniai homokos agyag, 5 = szoliflukciósan áttelepített, alsópleisztocén vörösayag, 6 = durva szoliflukciós üledék (agyag, homok, konkrécio, vörösayag, homokkő), 7 = rétegzett, átmosott iszapos homok, 8 = átmosott agyagos jellegű lösz, 9 = fakósárga típusos lösz, 10 = szoliflukciós lösz

télyes részét a szoliflukciós mozgások még a kisebb deráziós völgyekből sem tudták kitakarítani, s így a periglaciális időszakokban a jelentékeny völgy-szélesbedés mellett völgyfeltöltődés volt a jellemző folyamat. A periglaciális areális lepusztulás időszakában a deráziós völgyek valósággal törmelékbe burkolódtak. Az areális folyamatok aktív működése következtében nagyon jelentékenyen szélesbedtek, kitágultak, de ezzel egyidejűleg el is haltak. A lejtők lepusztulásával egyenes arányban töltődtek fel a völgyek, és szűntek meg élő, fejlődő völgyek lenni.

Erre utalnak a szoliflukciós üledékekkel teljesen kitöltött kisebb deráziós völgyek szárai (eltemetett deráziós völgyek, fülkék) és a részlegesen feltöltött nagyobb völgyek változó jellegű üledékei. A nagyobb (300–600 m) deráziós völgyekből a periglaciális szoliflukció csak nagyon kevés üledéket tudott kiszállítani. Az 1–2 km hosszú völgyekben a lejtők szolifluidált anyaga többnyire a völgytalpakon halmozódott fel, s csak a csapadékos időszakok lineáris eróziója révén hordódott ki egy részük. Emlékeik még a posztglaciális követően is számos helyen nagy tömegben megmaradtak.

A deráziós völgyoldalak formálásában (lejtőleemosás) s a völgytalpakon areálisan felhalmozott üledékek kihordásában a periglaciális hóolvadékvizek és a fagyott talaj felszínére hullott csapadékvizek Pécsi M. (1962, 1964) által kifejtett felületi leöblítésnek (pluvioniváció) is szerepe lehetett. Lehetséges, hogy az 50., 51., 69. ábrán bemutatott deráziós völgyek átmosott völgykitöltő üledékeinek egy része is pluvionivációs folyamatokkal halmozódott fel. Mivel azonban a mi periglaciális viszonyaink mellett komoly hótakaróval még a humidusabb periglaciális szakaszokban sem számolhatunk, a pluvionivációs folyamatoknak sem szabad túlzott jelentőséget tulajdonítani. A lejtők areális letarolásában s a deráziós völgyek formálásában szá-



molnunk kell a hideg-száraz glaciális fázisok ritkán megismétlődő, nagy intenzitású, heves nyári záporosóinak felszíni leöblítésével és üledékfelhalmozódásával is. Erre utalnak az „in situ” települt vastag száraztérzíni löszöket tagoló néhány cm vagy néhány dm vastagságú átmosott löszrétegek. Ezek a típusos száraztérzíni lösszel egyidejű képződmények, s a löszképződés folyamatának a megzavarására utalnak. Hasonlóképpen a hideg-száraz periglaciális szakaszok nyári záporosóival hozhatjuk kapcsolatba a különböző összetételű, erősen osztályozatlan, durva konkréciót tartalmazó törmelékes üledékek felhalmozódását is a deráziós völgytalpakon (50., 51. ábra).

Az elmondottak alapján az a véleményünk, hogy a *Tolnai-dombság deráziós völgyeinek kialakításában mind a pleisztocénban, mind napjainkban az areális és lineáris erózió együttes tevékenységének volt elsőrendű fontossága, de emellett a völgyek formálásában, különösen keresztmetszetük kialakításában tevékeny szerepe volt a periglaciális szoliflukciónak és az antropogén hatásoknak, kisebb mértékben pedig a pluvionivációs folyamatoknak, a pluviális abluciónak* (PÉCSI M. terminológiája) *és a suvadásoknak is.*

Hogy az említett völgyképző folyamatok közül a különböző típusú deráziós völgyek kialakításában az egyes erőhatásoknak milyen mértékű szerepük volt, azt ma már nehéz megállapítani.

### c) A deráziós völgyek osztályozása és általános jellemzése

Löszös dombságunk deráziós völgyeit alakrajzi és általános morfológiai jellemvonásaik alapján *6 típusba soroljuk*. Az egyes típusoknál a lehetőségekhez mérten a főbb genetikai vonásokra is rámutatunk, de a völgytípusok többségét főleg külső sajátásaik alapján jellemezzük.

1. *Az első típusba a nagy esésű, nagy mélységű (40–70 m), függő deráziós völgyeket soroljuk.* Ez a Tolnai-dombság legjellegzetesebb deráziós völgytípusa, amely kizárólag a nagy reliefenergiájú peremi területeken alakult ki (11. kép).

Általában 400–600 m hosszú völgyek. Jellemző alakrajzi tulajdonságaik közé tartozik jelentékeny szélességük (400 m) és nagy mélységük. Legtöbbnyire normális lejtőkkel határolt völgyek, melyeket gyengén homorú széles völgytalpak kísérnek. Feltűnő e típusokba tartozó völgyek nagy esése (100 m-enként 15–20 m) és oldal-lejtőiknek 20–40°-os meredeksége (11. kép).

E völgytípus legfejlettebb képviselői a Szekszárdi-dombvidék ÉK-i részén és a Hegyhát É-i és Ny-i peremén fejlődtek ki. Különösen a Parásztavölgy baloldali lejtőjén kialakult nagy mélységű és nagy esésű deráziós völgyek nagyon szépek és feltűnőek. Ez ma területünk genetikailag legjobban ismert deráziós völgytípusa. Vizsgálataink szerint e típushoz tartozó völgyek változatos fejlődésmenetről tanúskodnak, de a különböző területeken kialakult völgyformák nem teljesen azonos geneziséűek.

A völgyfejlődés a Parásztavölgyekben elég jól tanulmányozható, mert az egyes deráziós völgyekben felnyílt szurdikok a pannóniai fekvéssel együtt az egész pleisztocén rétegsort feltárják.

Vizsgálataink szerint a Szekszárdi-dombvidék e típusba tartozó deráziós völgyei az *ősi vízhalózatot képező, elsorvadt és lösszel kitöltött eróziós völgyek vonalaiban fejlődtek ki.* A régi völgyeket azonban a lösz nem tudta teljesen kitölteni, mert egyrészt a csapadékosabb interstadiálisokban az areális és lineáris erózió együttes völgyképző működése révén rengeteg lösz hordódott





11. kép. Nagy esésű, nagy mélységű (40—70 m) pleisztocén derázis völgy (Lisztes-völgy)

A háttérben jelenkori függő derázis fülkék tanúhegyekre bontják a völgyfőt (Szekszárdi-dombság)

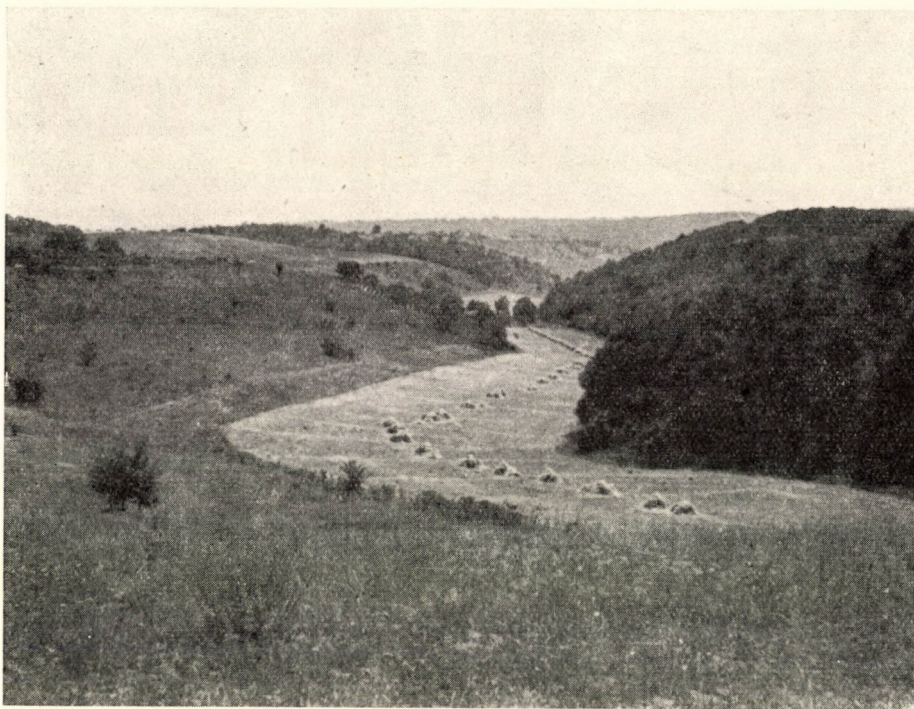
ki a völgyekből, másrészt pedig a periglaciális szoliflukció a völgyekben a lösz eredeti felhalmozódását nagymértékben meggátolta.

E folyamatokra utalnak a Parászta-völgy síkján hordalékkúp-lejtők formájában felhalmozódott *átmosott löszös üledékek* és a derázis völgyek alsó szakaszain lerakódott, átlagosan 2—6 m vastag, szolifluidált vörösbarna vályogszalagok anyagával kevert *szoliflukciós löszös üledékek* (42. ábra).

A völgyek nagy esése és nagy mélysége minden valószínűség szerint a terület újpleisztocén kiemelkedésével és a Parászta-völgy nagyarányú újholocén bevágódásával kapcsolatos.

A derázis völgyek kialakításában tehát lényeges szerepük volt a *hajdani eróziós völgyek maradványainak, a pleisztocén humidus szakaszaiban működő lineáris és areális erózióknak, a periglaciális szoliflukciónak és a kéregmozgásoknak*. A kéregmozgások aktív közreműködése nélkül 70 m mély derázis völgyek aligha alakulhattak volna ki. E típusba tartozó derázis völgyek jelenlegi formájának a kialakításában a külső erőhatások mellett az *antropogén hatásoknak* is nagy szerepük volt. *Jelentőségük felér bármely völgyképző folyamat hatásával*. Az erdő kiirtása és a dombvidék intenzív mezőgazdasági művelése óta a derázis völgyek fejlődése ugrásszerűen meggyorsult. Különösen a szőlővel betelepített völgyek hátravágódása, szélesbedése és mélyülése volt jelentékeny az utóbbi évszázadokban. Ezt a fejlődést itt világosan jelzik a szőlőművelés hatására a völgyoldalak lejtőin és peremein kialakult 2—6 m magas álaraszok. A számos helyen megfigyelhető 40°-os lejtők (11. kép)





12. kép. Egyenes, meredek lejtőkkel határolt, nagy mélységű (30–35 m), sík völgytalpú, fővölgyre nyíló derázios völgy (Észak-Hegyhát)

is az antropogén hatások következményei. Máshol derázios völgyekben ilyen meredek lejtők nem fordulnak elő.

Az antropogén hatások következtében a Parászta-, Bartina- és Csatári-völgy e típushoz tartozó derázios mellékvölgyeinek egy része már derázios-eróziós völgygvé alakult. Az utóbbi 50–60 évben ugyanis az egyes derázios völgyek löszmélvútjai felszakadva szurdikokká fejlődtek, s ezzel megkezdődött bennük az állandó jellegű lineáris eróziós tevékenység.

A domború és homorú lejtők, valamint a széles, tál alakú völgykeresztmetszetek még a legtöbb völgyben a régi formákat tükrözik, de a völgytalpakon felnyílt szurdokok és a bennük megkezdődött vonalas eróziós tevékenység a derázios völgyek átalakulási folyamatáról tanúskodnak.

2. A derázios völgyek másik típusa az *egyenes meredek lejtőkkel határolt, nagy mélységű (30–35 m), sík völgytalpú, fővölgyre nyíló völgyforma* (12. kép). Igen jellegzetes derázios völgyforma. Amint a képen is látható, rendkívül egyenes és meredek ( $25-35^\circ$ ) lejtők határolják, s a völgytalp minden esetben gyengén lejtős ( $1-3^\circ$ ) sík felszín. Méretük nagyon tekintélyes. Általában 1–3 km hosszúak és 200–250 m szélesek.

Csak a Hegyhátban fordulnak elő, de ott is csak a *kibillent táblarögök felszínén alakultak ki*, s a táblarögök közti eróziós fővölgyekre nyílnak. Főleg a Nagyszékelyi- és a Simontornyai-táblarögök jellegzetes derázios völgyformái. Kialakulásukkal kapcsolatban csak annyit tudunk biztosan, hogy a terület ÉÉNy–DDK-i irányú ősi szerkezeti vonalaiban az eróziós fővöl-





13. kép. Jelenkori derázios völgy előrehaladt fejlődési állapotban Bonyhádvarasd határában (Völgyiség)

gyek fejlődésmenetével szoros kapcsolatban fejlődtek ki. E derázios völgyekből kihordott löszös üledékekkel töltődtek fel jelentékenyen (10–15 m) az eróziós fővölgyek.

3. A Tolnai-dombság területén a legelterjedtebb völgytípust a *lapos teknő alakú derázios völgyek képviselik* (13. kép). Ezek napjaink derázios völgyei. Kialakulásuk legfeljebb a holocénba nyúlik vissza. A Tolnai-dombság területén mindenütt sűrűn fordulnak elő, de főleg a kisebb reliefenergiájú területeken jellemzőek. Koruknak megfelelően méreteik is elenyészőek. Maximálisan 200–300 m hosszúak és 20–40 m szélesek. Lejtőik és mélységük nagyon különbözőek. Aszerint, hogy fejlődésüknek milyen stádiumában vannak, éppen úgy jellemző rájuk a homorú, mint az egyenes vagy normális lejtő. Általában mindenütt enyhe dőlésű lejtők ( $3-5^\circ$ ) határolják.

E típusba tartozó derázios völgyek közül a legtöbbnek még völgytalpa sincsen, hanem gyengén homorú térszín jelzi a völgyek legmélyebb részeit, s általában 5–6 m magasan függnék a fővölgyek alluviális felszíne felett. Kialakulásuk minden tekintetben jól ismert. *A záporosók areális és lineáris tevékenységével együtt járó eróziós folyamatok és az antropogén hatások alakítják és formálják e völgyeket.* Erre utalnak a völgyoldalakon megfigyelhető esővízbarázdák és a völgyfenéke mélyült eróziós árkok.

4. A derázios völgyek negyedik típusaként a *domború és homorú lejtőkkel határolt „kád alakú” formákat* jellemezzük, melyek szintén nagyobb reliefenergiájú területeken fordulnak elő a legsűrűbben (14. kép). Főleg a Kaposvölgy jobboldali meredek töréssperemét, a kibillent táblarögök felszínét és általában a nagyobb eróziós völgyek lejtőit tagolják. Ilyen típusú derázios völgyek nyílnak többek között a Kísszékkelyi-, Miszlai-, Udvari-, Felsőhidas- és





14. kép. Domború és homorú lejtőkkel határolt „kád alakú” derázis völgy (Észak-Hegyhát)

a Lajvér-patak völgyére, de ilyenek tagolják nagyon sok helyen Dél-Hegyhát rögeit és a Völgység Ny-i és É-i peremterületét is.

E típushoz tartozó völgyek különböző lefutásúak. Hosszúságuk 300 m és 2 km között váltakozik, de mélységük (20–30 m) és szélességük (250–300 m) eléggé azonos. A völgyek többségénél a felső domború lejtőrészek meredekségüknél (20–30°) fogva már kiestek a mezőgazdasági művelés alól, s beerdősültek.

Völgykitöltő üledékek és egyéb adatok hiányában genetikájukról ma még nagyon keveset tudunk mondani, de annál tisztábban áll előttünk jelenlegi fejlődésmenetük. Megfigyeléseink szerint e típushoz tartozó völgyekben működik a legaktívabban az *areális és lineáris erózió*. Csapadékosabb időszakokban a meredek lejtők esővízbarázdákkal és eróziós vízmosásokkal sűrűn felárkolódnak (14. kép), s a keskeny, de jelentékeny esésű (3–4°) homorú völgytalpakon is igen aktív a lineáris erózió. A völgytalpakba vésődött vizesárhok a legtöbb völgyből már a száraz időszakokban sem tűnnek el.

5. Az eddigiekben tárgyalt formákkal szemben egészen más típust képviselnek a *derázis páholyvölgyek*. Ennek a típusnak területünkön igen sok változata van, és lehetséges, hogy az egyes változatok genetikája is különböző, vagy legalábbis bizonyos fejlődéstörténeti vonatkozásban eltérnek egymástól.

Legegyszerűbb változatuk az eróziós völgyoldalakra és löszhátak peremeibe bevágódott félkör alakú völgyforma. Ezek rendszerint 5–10 m magasan függnék a fővölgyek felett. Méretükre jellemző, hogy amilyen hosszúak (200–250 m), olyan szélesek és általában meredek (15–20°) lejtőkkel határoltak.



Leggyakrabban a suvadásos lejtőkön fordulnak elő, következésképpen kialakításukban a suvadásoknak igen fontos szerepük volt. Megfigyeléseink szerint a legtöbb ilyen deráziós völgy *egymás közelében levő megsuvadt tömegek között alakult ki*, de hogy belsejük kitakarításában a suvadásoknak volt-e szerepük, azt ma már nem lehet megállapítani.

A suvadások mellett a völgyforma kialakításában a *szoliflukciónak*, valamint az *areális és a lineáris erózió*nak lehetett a legnagyobb szerepe. Napjainkban a felszíni leöblítés és a vonalas erózió mellett az *antropogén hatások* formálják a völgyet.

Leggyakrabban a Hegyhát Kapos-völgyi peremén, a Szekszárdi-dombvidék Ny-i szegélyén és a belső területek eróziós völgyeinek magasra kiemelt meredek lejtőin fordulnak elő. Utóbbi helyeken főleg holocén suvadások között alakultak ki, és napjainkban is intenzíven fejlődnek.

A szóban forgó völgytípus egy másik változata a *lépcsőzött deráziós páholyvölgy*. A Tolnai-dombság területén csak töréslépcsős peremeken fordulnak elő, ahol egymás fölött húzódó töréslépcsők platóiába vágódtak be a páholy-szerűen kitáguló deráziós völgyek. *Tulajdonképpen egymás felett függő, lépcsővel elválasztott félkör alakú völgypáholyok*.

Rendszerint az alsó völgypáholy tágasabb és sekélyebb, a felső pedig keskenyebb és mélyebb. Jellemző alakrajzi tulajdonságaik közé tartozik, hogy a tágasabb völgypáholyok szélessége (400–500 m) mindig nagyobb, mint a hossza (250–300 m). A völgytalpak esése nagyon jelentékeny (5–7°), egyes páholyvölgyekben a 10°-ot is eléri. A völgytalpak nagy esése miatt a formákra nagyon jellemző a szurdik-képződés és a gyors átalakulás.

Fejlődésmenetükre a szurdikok által feltárt alsó páholyvölgyek völgykitöltő üledékanyagának jellegéből tudunk következtetni. Az 50. és 51. ábra a Hegyhát Ny-i peremén kialakult lépcsőzött deráziós páholyvölgyek alsó feltöltött szakaszainak (alsó páholyvölgy) a keresztmetszeti szelvényeit tartalmazza. Amint a két szelvény élesen tükrözi, az alsó páholyvölgyet különböző jellegű *szoliflukciós és átmosott löszös üledékek* töltik ki. Az egymással váltakozva települt völgykitöltő üledékek jellegéből éghajlatváltozással kapcsolatos ritmikus feltöltődésre kell következtetnünk, de figyelembe kell azt is vennünk, hogy a Hegyhát kiemelkedésével és a Kapos-völgy süllyedésével szoros kapcsolatban alakultak ki és fejlődtek.

A rendelkezésünkre álló adatok alapján a következő fejlődésmenetet tartjuk valószínűnek.

A Hegyhát kiemelkedésével vagy, ami ezzel egyértelmű, a Kapos-völgy süllyedésével egyidejűleg (a kettő együtt is történhetett), minden valószínűség szerint humidusabb éghajlatú interstadiálisban az areális és lineáris erózió eredményeként formálódtak ki az alsó tágas páholyvölgyek, amelyek később, a Kapos-árok jelentékeny feltöltődése után az erózióbázisukhoz igazodva *szoliflukciós és átmosott löszös üledékekkel* részlegesen kitöltődtek. Feltöltődésükkel egyidejűleg alakultak ki a felső páholyvölgyek, hiszen az azokból kitakarított üledékek kerültek az alsó páholyvölgyekben felhalmozódásra. A holocénban belsejükből már nagyarányú anyagkihordás kezdődött meg, s jelenleg erős bevágódásban vannak. Belsejükben löszmélyút és szurdikképződés jellegzetes.

E fejlődésmenet szerint a lépcsőzött deráziós páholyvölgyek alsó és felső páholyai nem egyidejűleg alakultak ki. A lépcső feletti páholyok fiatalabbak az alsó tágasabb páholyoknál.



A lépcsőzött deráziós páholyvölgyek némelyikében már állandó jellegű vízfolyás van, de a vízadó pannóniai rétegek megcsapolásával valamennyi deráziós páholyvölgy átalakul deráziós-eróziós völgygé.

A deráziós páholyvölgyek harmadik jellegzetes változatát a *völgyvállas páholyvölgyek* képviselik, melyek tulajdonképpen *kettős deráziós völgyek*.

Jellegzetes morfológiai sajátosságuk, hogy egy nagyobb és tágasabb deráziós páholyvölgybe egy keskenyebb és sekélyebb deráziós völgy mélyül. E formaegyüttes egyben világosan utal a genetikára is. *A tágas páholyvölgy fiatalabb, keskeny deráziós völgyét döntő mértékben az areális és lineáris erózió alakította ki, amely a fővölgy erózióbázisához igazodva mélyült be az idősebb páholyvölgy széles völgytalpába.* Az erózió mellett a kettős forma kialakításában a szoliflukciónak is volt szerepe. Erre utalnak a völgytalpakon megfigyelhető szolifluidált löszök és vörösgyaggal kevert pannóniai üledékek.

E formaegyüttes előfordulása területünkön nagyon ritka. Csak a szerkezetileg előrejelzett nagyobb eróziós völgyek (Alsónánai-völgy, Alsóhidaspatak völgye, Kapos-völgy) lejtőin fejlődtek ki. Méreteik nagyon jelentékenyek. Általában 1—1,5 km hosszúságúak, 1 km szélesek és 50—60 m mélyek. A fiatalabb keskeny völgyformák általában 15—25 m mélyre vágódtak be az idősebb páholyvölgyek völgytalpába, és lejtőik lankásabbak (12—15°), mint a tágas páholyvölgyeké (15—20°).

A kettős deráziós páholyvölgyekben mindenütt községek (Mucsi, Alsónána) települnek. Egyesek közülük már deráziós-eróziós völgygé alakultak át.

6. A deráziós völgyek hatodik típusaként a *deráziós cirkuszvölgyeket* különböztetjük el. Ez a formaegyüttes rendszerint csápszerűen szerteágazó völgyformákból tevődik össze, olyképpen, hogy egy *katlanszerűen kitérű deráziós főágban 4—5 deráziós völgy egyesül.*

Kimondottan nagy reliefenergiájú, meredek lejtőjű peremterületeken alakulnak ki. Ezért rendkívül meredek lejtők (20—40°) és nagy esésű völgytalpak (5—10°) jellemzőek rájuk. Kialakításukban a periglaciális szoliflukciónak igen nagy szerepe lehetett. Erre utalnak a kusza völgyhálózatban rendkívül széles körben elterjedt, *változó jellegű szoliflukciós üledékek.*

Jellemző a formatípusra az egyes völgyágak meredek peremein kialakuló újabb formák gyors ütemű fejlődése is. Ez végső soron egy *rendkívül ágas-bogas, kusza deráziós völgyhálózat kialakulásához vezet, amely cirkuszszerűen harapódzik hátra a meredek löszlejtők testébe.*

A legszebb deráziós cirkuszvölgyek *Pincehelyen* és *Keszőhidegkúton* tanulmányozhatók. Utóbbinak az az érdekessége, hogy kettős deráziós páholyvölgyből fejlődött ki. Jelenleg benne települ a falu egy része.

A fentiekben a Tolnai-dombság deráziós völgyeinek legfontosabb típusait jellemeztük, s ahol lehetőségünk volt, rávilágítottunk fontosabb genetikai vonásaikra is. Természetesen tipizálásuk és az egyes típusok jellemzése nem jelenti azt, hogy e kérdés tisztázását megoldottnak tekintjük, hiszen rámutattunk azokra a nehézségekre is, amelyek a deráziós völgyek problematikájával kapcsolatban felmerültek.

A régi, pleisztocén deráziós völgyek genetikája megfelelő adatok hiányában véleményünk szerint a későbbiek során sem lesz maradéktalanul megoldható, *de egyébként is a napjainkban végbemenő formálódásukat tartjuk fontosabbnak, mert a felszín jelenlegi fejlődésmenetének megítélése szempontjából ennek van döntőbb fontossága.*

Hangsúlyozni szeretnénk még, hogy az általunk elkülönített 6 típuson kívül a Tolnai-dombság területén számos átmeneti forma is ismeretes. Ezek fejlődésük különböző szakaszaiban vannak, s genetikájuk ismerete nélkül biztosan egyik típusba sem sorolhatók be.



### 3. Deráziós-eróziós völgyek

Ebbe a típusba soroljuk a Tolnai-dombság összes olyan kis völgyeit, amelyek eredetileg deráziós völgyekként alakultak ki, alakrajzi és egyéb morfológiai sajátosságuk alapján többé-kevésbé még ma is deráziós völgyekre emlékeztetnek, de már állandó vagy időszakos vízfolyásuk van. Jóllehet a kisebb forrásokból és részívekből táplálkozó vízfolyások annyira jelentéktelenek, hogy a legtöbb esetben a völgyből ki sem jutnak, mégis fontos kritériumként jönnek számításba, mert a völgyön belül a lineáris erózió (patakerózió) állandósuló szerepének a hangsúlyozásával a szárazvölgyek átalakulására utalnak. A gyenge vízfolyások az átalakulás kezdeti időszakában még nagyon jelentéktelen eróziót fejtenek ki, a deráziós-eróziós völgyek fejlődésében továbbra is a nagy intenzitású záporosókkal járó areális és lineáris erózió, valamint az antropogén tényezőknek van elsődleges szerepük, ami elsősorban a völgylejtők jelentékeny pusztulásában nyilvánul meg. Ezért az állandó vízfolyással rendelkező deráziós-eróziós völgyeket a mi klimatikus viszonyaink mellett az esetek többségében lassú átalakulás jellemzi. Az átformálódás alatt álló deráziós-eróziós völgyek száma területünkön meghaladja az eróziós völgyek számát. A holocénban és napjainkban kialakult lapos, teknő alakú deráziós völgyek kivételével valamennyi deráziós völgytípuson belül találunk átalakulás alatt álló deráziós-eróziós formákat.

Természetesen a különböző völgytípusok átalakulása nem teljesen azonos jellegű folyamatok eredményeként megy végbe. Ebben többek között fontos szerepe van a terület tagoltságának, reliefenergiájának, csapadékvízviszonyainak, vízháztartásának, a lösztakaró vastagságának és a völgyek fejlettségének.

A Tolnai-dombság területén a legtöbb deráziós-eróziós völgy a nagy reliefenergiájú tagolt területeken fordul elő. Ez részben a deráziós völgyek morfológiai sajátágaiból, részben pedig az antropogén hatások felszínalakító szerepéből következik.

A nagy reliefenergiájú területek mély és nagy esésű deráziós völgyeiben a lineáris erózió és az antropogén tényezők (szőlőművelés, szántás, löszmély-útképződés stb.) hatására keskeny és mély löszszurdikok keletkeztek, amelyekben a vízadó rétegek megcsapolásával állandó vízfolyások alakultak ki. *A meder és az állandó vízfolyás kialakulása jelenti a deráziós völgyek fejlődésében a döntő változást.* A mély szurdikok, mint helyi erózióbázisok fokozottan hatnak vissza a völgylejtőket leöblítő areális lepusztulásra is, aminek eredményeként a deráziós völgyoldalak is átalakulnak. A völgylejtők tagoltabbá és meredekebbé válnak, amiben természetesen az antropogén tényezőknek is szerepük van.

A Tolnai-dombságon a nagy reliefenergiájú területek deráziós völgyeinek az átalakulása tehát szurdikképződés útján indul meg. A „nagy esésű, nagy mélységű függő deráziós völgyek”, a különböző változatú „deráziós páholyvölgyek”, valamint a „deráziós cirkuszvölgyek” típusába tartozó formák mind szurdik felnyílással alakulnak át deráziós-eróziós völgyekké. Az átalakulásnak, ill. a völgyfejlődésnek ez a formája a talajpusztulás fokozódása miatt igen károsan hat a mezőgazdaságra.

Nagyon sok völgy van átalakulóban a Hegyhát és a Völgyseg táblarögét tagoló deráziós völgyek közül is. Itt főleg a „normális lejtőkkel határolt kád



*alakú*” típushoz tartozó deráziós völgyek vannak többségben. Átalakulásuk nem szurdikképződés útján történik. Állandó jellegű vízfolyásaikat a völgyoldalokban és völgyfőkben felszínre kerülő forrás- és részvizek táplálják. A táblarögök átalakulás alatt álló deráziós-eróziós völgyeit általában nagyobb mélységek, szélesebb és vizenyősebb völgytalpak és változatosabb jellegű, tagoltabb lejtők jellemzik.

*Lényegében véve a deráziós és a deráziós-eróziós völgyek között, bár az utóbbiak állandó vízfolyással rendelkeznek, még nagyon sok az azonosság és a hasonlóság. Egyéni morfológiai sajátágaik között még mindig több az összekötő, mint az elválasztó vonás.*

A deráziós és a deráziós-eróziós völgyek genetikája és fejlődésmenete még számos megoldatlan problémát rejteget, de jelenlegi formálódásukat és fejlődésirányukat tekintve egy-két dolog már is tisztázottnak tekinthető:

a) Bizonyos az, hogy a löszös dombságok deráziós völgyeinek jelenlegi fejlődésmenetét legjelentősebben az *areális és lineáris erózió együttes tevékenysége és az antropogén tényezők befolyásolják.*

b) *A deráziós völgyek nem maradandó formák, fejlődésmenetük minden esetben a deráziós-eróziós völgyek felé vezet, a deráziós-eróziós völgyek pedig fejlődésük későbbi szakaszában eróziós völgyekké alakulnak át.*

c) *A deráziós völgyek eróziós völgyekké való átalakulását tehát átmeneti formák (deráziós-eróziós völgyek) jelzik, amelyek alakrajzi és morfológiai sajátágaiknál fogva kezdetben a deráziós völgyekre, később pedig az eróziós völgyekre hasonlítanak. Tehát az egész fejlődésmenetet, amely a deráziós völgyektől a deráziós-eróziós völgyeken keresztül az eróziós völgyfejlődéshez vezet, szüntelenül újabb és újabb kisformák keletkezése jellemzi.*

Az elmondottak alapján az a véleményünk, hogy löszös dombságunk *deráziós völgyei* minden esetben eróziós völgyek kezdeti fejlődési stádiumát jelző *átmeneti formák*. Végeredményben valamennyi deráziós völgyből eróziós völgy lesz.

#### 4. Deráziós fülkék

A Tolnai-dombság deráziós völgyeitől formájukban és geneziséjükben is jelentékenyen különböznek a völgyoldalak és löszhátak peremein kialakult deráziós fülkék (11. kép). Ezek a kerekded és oválisan tál formájú kisformák minden esetben a löszlejtők inflexiós vonalai felett fejlődnek ki, s úgy tűnnek fel, mintha lejtős térszínen elhelyezkedett, egyik oldalukon nyitott löszdolinák lennének. Átmérőjük és hosszuk általában 50–60 m, de maximummal is csak 100–150 m.

Morfológiai vizsgálataink szerint a tál formájú deráziós fülkék kivétel nélkül jelenkoriak, s kialakításukban a *felszíni leöblítés és a vonalas erózió mellett a lösz karsztosodásának és az antropogén hatásoknak is* jelentékeny a szerepük.

*A deráziós fülkék ott alakulnak ki, ahol a felszín lefolyásviszonyainál fogva a vonalas és areális erózióval együtt járó talajerózió hatékonyabb, s a humuszos feltalajt lepusztítva a nyers anyagközet, a lösz kerül a felszínre. Az így támadt sebhelyeket az erózió könnyebben és gyorsabban pusztítja, s ezzel megkezdődik a tulajdonképpeni deráziós fülke fejlődése. Nagyon lényeges, hogy kialakulásuk minden esetben vonalas eróziós bevágással kezdődik, s a folyamat a későbbiek során a fülke tágulásával fokozatosan areális erózióba megy át. Az eróziós vájatok között a fejlődés kezdeti állapotában kevésbé erodált térszínnek kicsiny tanúhegyek formájában maradnak vissza, melyek csak fokozatosan alacsonyodnak le. Nagyobb fülkeképződés kezdeti stádiumá-*



ban 4–5 eróziós vájat is jellemző, igazolva a *fülkeképződésben a vonalas erózió elsődleges szerepét*.

A *fülkeképződésben a vonalas erózió*nak még akkor is jelentős szerepe van, amikor már a felszíni leöblítés a hatékonyabb. Nagyobb esőzések idején a csapadékvíz nagy része a *fülkékből is eróziós árkolásokon keresztül folyik le*. Erre utalnak a fejlettebb *deráziós fülkék* friss eróziós árkolásai.

A *deráziós fülkék* kialakulását a szőlőművelés alatt álló területeken is ugyanaz a fejlődésmenet jellemzi, azzal a különbséggel, hogy itt a feltalaj lepusztulását elsősorban az antropogén hatások idézik elő, s az intenzívebb művelés folytán a formák kialakulása gyorsabban megy végbe.

Az antropogén hatások szerepét a *deráziós fülkék* kialakulásában és fejlődésében a szőlővel beültetett területeken lehet a legjobban megfigyelni. Ugyanis ahol kis szőlőparcellákat szántóföldek vagy legelők öveznek, az esetek nagy százalékában *a szőlős területek az intenzívebb művelés folytán deráziós fülkévé alakultak*. De még jobban szembeűnik a felszínfejlődésben az antropogén hatás ott, ahol a *deráziós fülke* felső része a szőlő kipusztulása következtében már nem áll művelés alatt. Az ilyen esetben *kettős fülke* alakul ki. A művelés alól kiesett *deráziós fülke* felső része tereplépcsővel végződik, és függ a jelenleg művelés alatt álló, fejlettebb, tál alakú *fülke* felett.

A *kettős deráziós fülkék* mellett nagyon gyakoriak területünkön a *völgytalpra nyíló és a völgytalp felett függő deráziós fülkék is*. Sem alakrajzilag, sem genetikailag nincsen lényeges különbség köztük.

*Ezek a kisformák nemcsak színező elemei a tájnak, hanem gyakori előfordulásukkal a deráziós völgyekkel együtt felszínformáló jelentőségük is van, s ahol nagyobb számban fordulnak elő, ott a löszös dombság arculatába is sajátos morfológiai vonásokat ütnek.*

Elterjedésük regionális. Éppen úgy előfordulnak az eróziós völgyoldalak peremlein, mint a *deráziós völgyek löszlejtőin és völgyfőiben (11. kép)*. Mindenütt a lejtők peremleit csipkézlik. Ahol sűrűn fordulnak elő, ott valóságos tanúhegyekre bontják a lejtőket. Nincsen a Tolnai-dombságnak olyan része, ahol a *deráziós fülke* ne lenne jellemző morfológiai forma. A legszebb kifejlődésben a Szekszárdi-dombságvidéken, a Hegyhát táblarögeinek magasra kiemelt É-i kitettségű peremlejtőin és a Völgyesség Ny-i peremterületén fordulnak elő.

*Megfigyeléseink szerint a deráziós fülkék fejlődésük későbbi szakaszában deráziós völgyekké alakulnak*. Fejlődésük rendkívül gyors, máris igen sok az átmeneti forma.

### G) A lösz lepusztulásformái

A löszborított dombság jelenlegi felszíni arculatának a kialakításában az eddigiekben tárgyalt nagyformák mellett a mezoformáknak és a mikroformáknak is igen jelentős szerepük van. Dombsági tájunkon a mezo- és mikroformáknak rendkívül gazdag változata, sokfélesége alakult ki. Ezek részben a *lösz sajátos lepusztulásformái*, részben pedig *szoliflukciós és suvadásos formák*.

A kisformák közül a Tolnai-dombság morfológiai arculatát a legszembetűnőbben a *lösz lepusztulásformái* jellemzik. Elterjedésük eléggé heterogén. A dombság egyes részein nagy változatosságban és tömegesen alakultak



ki, máshol viszont csupán egyes formák jellemzőek, és azok is csak szórva-nyosan fordulnak elő.

Ahol a löszformák gazdag változatban és csoportosan fejlődtek ki, ott a nagyformák mellett is számottevő felszínformáló szerepük van, s a löszös terület morfológiai arculatának egészen egyéni vonásokat kölcsönöznek. Ahol viszont csak elszórtan fordulnak elő, ott a nagyformák mellett csupán színező elemei a lösztájnak.

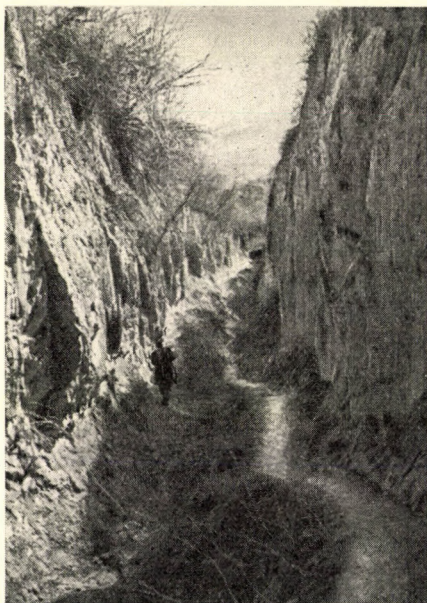
Kialakulásuk és elterjedésük egyéb tényezők (a felszín szerkezeti és eróziós tagoltsága) mellett szoros összefüggésben van a dombság *mezőgazdasági művelésével* és a *műveléságak tér- és időbeli változásával*.

A legnagyobb változatosságban és gyakoriságban a Szekszárdi-dombság ÉK-i részén, a Hegyhát É-i és Ny-i, Kapos-völgyi lejtőjén, valamint a Völgség Ny-i peremterületén fejlődtek ki. Itt a deráziós formák mellett nagyon számottevő felszínformáló szerepük van, s a dombság morfológiai arculatának egyéb területekhez viszonyítva feltűnően megkülönböztető vonásokat kölcsönöznek.

Természetesen a löszformák a dombsági táj egyéb területein is jellemzőek, de nem adnak olyan kifejezett morfológiai jelleget a tájnak, mint az említett területeken.

Figyelemre méltó jelenség, hogy ezen a löszformákban gazdag dombsági területen a *lösz típusos karsztos lepusztulásformái* (dolinák, löszvölgyek) csak korlátozott mértékben és csak egy-egy speciális területen alakultak ki. A dombság nagy részét túlnyomóan a *kevert löszformák* (löszmélyút, löszszakadék, löszszurdik, löszpiramis, löszcirkusz, löshíd, búvópatak) jellemzik.

1. A Tolnai-dombság löszös területeinek leggyakoribb és legjellemzőbb lepusztulásformái a *löszmélyutak* (15. kép). Kialakulásukban a lösz kapilláris



15. kép. 12 m mély löszmélyút a Bartina-völgy baloldali lejtőjén

A löszmélyút alsó szakasza már szurdikká fejlődött (Szekszárd, Benedek-szurdik). PATAKI J. felvétele



szerkezete mellett a *vonalas erózió*nak és a *gazdasági élet felszíninformáló szerepének* van elsődleges fontossága. Leggyakrabban a határba vezető forgalmas dűlőutak alakulnak át löszmélyutakká. A dűlőutak lösze a közlekedés (lovasfogatok, traktorok, állatok, emberek tiprása) nyomán fellazul, s valósággal porrá őrlődik.

A mélyebb kerékvágásokban lefolyó csapadékvizek a nap nap után fellazított löszanyagot kihordják, s az utat fokozatosan mélyítik, míg végül is a vonalas erózió évtizedes működése nyomán az egykori dűlőutak függőleges löszfalakkal határolt *lözmélyutakká* alakulnak át.

A löszmélyutak fejlődésütemét a lösz minősége és a felszín lejtésviszonyai is erősen befolyásolják. Porózus szerkezetű típusos löszből felépített meredek lejtőjű felszínen kialakulásuk gyorsabb, mint enyhe lejtőjű agyagos vagy homokos jellegű löszös térszínen.

A löszmélyutak kialakításában a deflációnak nincsen szerepe, sőt, a lösz karsztosodásának szerepe is nagyon jelentéktelen, ezért a löszmélyutak a kevésbé karsztosodó áttelepített lösszel borított területeken is gyakori formák.

A Tolnai-dombságon a felszín erős tagozottsága miatt a löszmélyutak leggyakrabban a meredek völgyperemeken, valamint a völgyek közti kes-



16. kép. Löszmélyútból keletkezett 10 m mély löszszakadék (Pincehely)

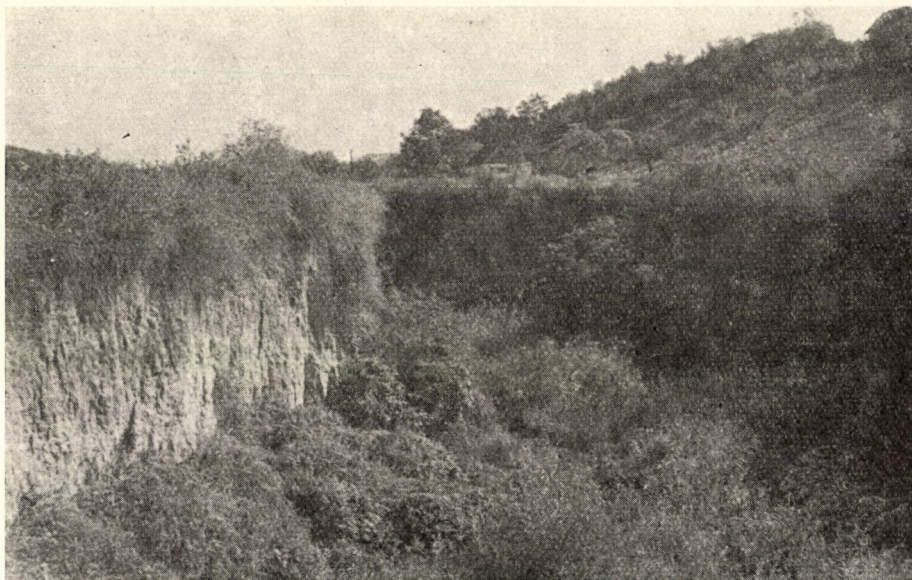


kenyebb-szélesebb löszhátakon és löszgerinceken alakultak ki. Ezért itt mindenütt jól fejlett löszmélyutak tagolják a felszínt. Általában 5–6 m mélyek, de gyakoriak a 10–12 m mélységűek is. Lajvér községet pl. 25 m mély löszmélyút köti össze a Sárközzel.

Mivel a formák kialakulásában az antropogén hatásoknak is számottevő szerepük van, *elterjedésük szorosan összefügg a dombság mezőgazdasági művelésével*. A leggyakrabban látogatott területeken a legjellemzőbbek. A legnagyobb számban és egyben a legszebb kifejlődésben a Szekszárdi-dombvidék K-i részének, valamint a Hegyhát É-i és Ny-i peremének intenzívebb művelés alatt álló *szőlős területein* alakultak ki. Itt se szeri se száma a löszmélyutaknak. Ezzel szemben a dombság szántóföldi művelés alá fogott területein már jóval kisebb számban fordulnak elő, és kialakulásuk is lassabban történik. Még kevésbé jellemzőek az erdővel fedett területeken.

2. A löszmélyutak nem maradandó formák. Fejlődésük előrehaladott szakaszában részben a felszíni erózió, részben pedig a felszín alatti erózió és korrózió hatására felnyílnak és *lössszakadékká* alakulnak át (16. kép).

A löszszakadékot mindenütt függőleges, számos esetben pedig túlhajló löszfalak jellemzik. Leggyakrabban a  $\text{CaCO}_3$ -ban gazdag típusos löszben alakulnak ki, de jellegzetesek az ártrozott és a szoliflukciós löszökben is. Kialakulásuk a nyári esőzések idején a leggyakoribb, mert a löszmélyutak főleg a nagy felhőszakadások alkalmával nyílnak fel. Pl. 1961. június 10-én másfélórás felhőszakadás alkalmával (81 mm csapadék) a Szekszárdi-dombvidék löszmélyútjainak kb. 60%-a kisebb-nagyobb mértékben felszakadt, s kb. 8–10%-a löszszakadékká alakult.



17. kép. A Parászta-völgy löszszurdikának oldal-lejtőjén keletkezett löszcirkusz (Szekszárdi-dombvidék)



Kialakulásuk mezőgazdasági szempontból rendkívül káros, mert részben új dűlőutak létesítését teszi szükségessé, ami a megművelt terület rovására történik, részben pedig a löszszakadékok szaporodásával a *felszín lepusztulásának hatékonysága állandóan fokozódik*.

Löszszakadékok a felszín alatti erózió és korrózió működése nyomán löszmélyutaktól függetlenül is alakulnak, ~~c~~e vizsgálataink szerint a Tolnai-dombság területén túlnyomó többségük a *löszmélyutak felszakadása* révén keletkezett. Ezért itt a két fajta löszforma nagyon gyakran egymás szomszédságában található meg.

3. A löszszakadékok továbbfejlődése igen gyakran újabb formák kialakulására vezet. A karsztosodás, de főleg a normális erózió hatására a viláslán szétágazó páholyszerű völgyfőben *löszcirkuszos* és *löszpiramisok* (17., 18. kép) képződnek. Ezek a könnyen pusztuló, omladozó kisformák a löszszakadékok fejlődésének előrehaladott állapotáról tanúskodnak. A löszpiramisok, lösztornyok természetesen másként és máshol is kialakulnak. Területünkön a legbizarrabb formák az egymás szomszédságában felnyílt *löszszakadékok*, valamint a löszszakadékok és löszmélyutak közti löszfalakból (18. kép) kialakult *löszpiramisok*. Elterjedésük a löszplatók kivételével mindenütt jellemző, de leggyakrabban a löszmélyutak és a löszszakadékok társaságában fordulnak elő.



18. kép. Löszcirkuszosban kialakult 6 m magas löszpiramis Hegyhátmárcson (Völgyseg)



Az eddig tárgyalt formák a legtömegesebben Simontornya, Pincehely, Tolnanémedi, Nagyszékely, Gyöng, Szárazd, Kistormás, Kölesd, Csibrák, Döbrököz, Mekényes, Mucsfa, Ráckozár, Bonyhádvarasd és Szekszárd határában fordulnak elő, de nagyon gyakoriak a táblarögök között kialakult eróziós völgyek jobboldali meredek peremein is.



19. kép. Lössmélyútból képződött 12 m mély lösszurdik (Simontornya, Mózsé-hegy)

4. A Tolnai-dombság nagy reliefenergiája miatt a *lössszakadékok* éppen úgy nem tartós formák, mint a *lössmélyutak*. Mivel túlnyomó többségük lejtős térszínen alakult ki, gyorsan harapódnak hátra a lejtők inflexiós sávja felé. A lefolyó csapadékvizek különösen nagy záporok idején patakká növekednek, s erősen mélyítik és szélesítik a szakadékokat, míg végül is a pannóniai fekübe bevágódva, s annak vízáadó rétegeit megcsapolva *eróziós szakadékvölgyekké* (lösszurdik, horhos) alakulnak (19. kép).

Ez a minőségileg új forma különösen a Szekszárdi-dombvidék intenzív szőlőművelés alatt álló ÉK-i részén és a Hegyhát Kapos-völgyi peremén nagyon elterjedt. Méretük nagyon különböző. Vannak 6–8 m mély, állandó vízfolyású lösszurdikok is, de előfordulnak 15–25 m mélységűek is. A Parászta-, Bartina- és Csatári-völgyre nyíló nagy esésű deráziós völgyek fenekén csaknem mindenütt ott találjuk a pannóniai feküig bevágódott keskeny lösszurdikokat. Ezenkívül Simontornya, Pincehely, Gerenyás és Hógyész környékén ismerünk nagyon mély (20–25 m), szép kifejlődésű lösszurdikokat. Ezeket csaknem mindenütt függőleges és túlhajló oldalfalak határolják, s elkeskenyedő árkaik 3–5 m mélységig a pannóniai felszínbe vágódtak be (20. kép).

A lösszurdikokat helyenként érdekes kisformák jellemzik. *Lösshidak*, *búvópatakok*, 4–5 m magas többlépcsős, *szubszekvens vízesések* és *evorziós üstök* teszik változatossá és gazdaggá a lösz formakincsét.





20. kép. Pannóniai üledékekbe vágódott 15 m mély löszszurdik mederfeneké vízlépcsőkkel és evorziós üstőkkel a Csatári-völgy jobboldali peremén (Szekszárdi-dombvidék)

5. A *lőszhidak* és a velük kapcsolatban kialakult *búvópatakok* szintén eróziós formák, keletkezésükben a lösz karsztosodásának nagyon kevés szerepe van. Leggyakrabban ott alakulnak ki, ahol a keskeny szurdikban az alámosott löszfal alátámasztás nélkül maradvá leomlik, és teljes szélességében elgátolja a szurdikot. A szurdikokban lefolyó víz először keskeny csatornát vág a löszomladék alatt, majd azt záporosók alkalmával, amikor az időszakos patak vize áradásban van, fokozatosan barlangszerű üreggé fejleszti, s végül mindkét végén nyitott, föld alatti folyosót alakít ki, melyben a befolyó víz búvópatak módjára tűnik el, és kerül ismét a felszínre.

A búvópatak felett ily módon *természetes löszhíd* alakul ki, mely a szurdik két peremét összeköti, és közlekedni lehet rajta.

Ez a formaegyüttes legszebb kifejlődésben a Faddi-, a Pux- és a Palánki-szurdikban (Parászta-deráziós-eróziós mellékvölgyei) tanulmányozható. Itt általában 3—4 löszhíd van. Méreteik is nagyon jelentékenyek. A Palánki-szurdikban az egyik föld alatti folyosó 7 m hosszú, 1—1,5 m széles és 2—4 m magas. PATAKI J. (1960) megfigyelései szerint ez a formaegyüttes 5—10 évig is fennmarad. Pusztulását a löszhíd kivékonyodása jelzi.

6. A búvópatakok és löszhidak mellett a szurdikok leggyakoribb formái a *szubkonzekvens vízesések lépcsői* és az *evorziós üstők*. Kialakulásuk a kőzetminőséggel van szoros összefüggésben. Leggyakrabban ott alakulnak ki, ahol a szurdikok már a pannóniai rétegsorba vágódtak be, s a puhább agyagrétegek keményebb homokkőpadokkal váltakozva fordulnak elő a mederfenekén (20. kép). Egyes szurdikokban az 1—2 m magas vízlépcsők egész sorozata fejlődött ki. A Bagó-szurdikban (Parászta-völgy felső szakasza)



pl. a puha pannóniai agyagréteget lezáró 0,30 m vastag mészmárgapad 4 m-es *vízlépcső* kialakulására vezetett.

A vízlépcsők előterében tágas és mély *evorziós üstök* tátonganak. Esetenként 2–3 m mélységet is elérnek. Az üstök fenekén felhalmozódott mészkonkréciók és löszbabák a formákat kialakító szubkonzekvens vízesések *evorziós* folyamataira utalnak.

7. A lösz lepusztulásformái közül említést érdemelnek még a löszszakadékok mentén kialakult *lőszkutak*. Ezek az érdekes kút formájú függőleges üregek a Tolnai-dombság területén csak a Parászta-völgyből ismeretesek. Itt az áttelepített, erősen szennyezett, talajos löszös üledékekbe bevágódott szakadékvölgy peremén alakultak ki.

A bal parton egymás közelében elhelyezkedő különböző fejlődési stádiumban levő lőszkutak jól tájékoztatnak képződésük folyamatáról. A löszkutakat egymással 5–20 cm széles, függőleges repedések kötik össze. Méreteik tekintélyesek. Átlagosan 1–1,5 m átmérőjűek és 4–5 m mélyek, s az eróziós szakadékvölgygel minden esetben föld alatti járatokkal vannak összeköttetésben. *Nem karsztos formák! Kialakulásukban a lösz karsztosodásának semmi szerepe nincsen!* Hiszen az átmosott lejtőtörmelékes, talajjal kevert löszös üledék csekély  $\text{CaCO}_3$  tartalmánál (3–5%) fogva nem is karsztosodhatik.

Az eróziós szakadékvölgy peremét behálózó repedések mentén *eróziós úton* alakulnak ki. A völgytalp felé lezaladó csapadékvizek részben a repedések mentén szivárognak el. Ahol a felszín egyenetlenségei miatt a vízszivárgás jelentékenyebb, a repedésekben eróziós üreget vájnak, megkezdik a löszkút kialakítását. Az eróziós üregek a szakadékvölgy belsejével a repedések mentén összeköttetésben vannak, s itt távozik a löszkútból kihordott üledék is.

Ezek az eróziós úton kialakult löszkutak nagyon *gyorsan pusztuló formák*. A szakadékvölgy partfalának omladozása következtében alulról felfelé felszakadnak, és a szakadékvölgy belseje felé kinyílnak. Helyükben a repedések mentén újabbak keletkeznek, s pusztulásukkal lényegében a szakadékvölgy fejlődését gyorsítják.

Megjegyezzük, hogy a Tolnai-dombság területén a BULLA B. (1933) által kifejtett *karsztosodás eredményeként kialakult löszkút egyáltalán nincsen, sőt* az eddigiekben tárgyalt formák kialakulásában is nagyon kevés szerepe van a karsztosodásnak.

Az említett kevert löszformákon kívül területünkön még számos kisebb-nagyobb, karsztosodással és eróziós úton képződött függőleges és vízszintes üreget lehet megfigyelni, de ezeknek a kis formáknak a táj arculata formálásában egészen jelentéktelen szerepük van.

8. A Tolnai-dombságon a lösz típusos karsztos lepusztulásformái közül a legismertebbek a *lőszdolinák* és a *lőszvölgyek*. Elterjedési területük eléggé korlátozott. Csak a Bonyhádi-medence löszplatóján, a Börzsöny–Kakasdi-lősztáblán és a Hegyhát K-i peremterületén fordulnak elő.

Vizsgálataink szerint mindkét löszforma azonos módon alakul ki. Ezt a megállapításunkat az a körülmény is megerősíti, hogy ahol mindkét forma jelen van, *ott a lőszdolinák és lőszvölgyek egymás folytatásában helyezkednek el.*

Kialakulásukkal kapcsolatban két lényeges szempontot kell megemlítenünk. Területünkön a lőszdolinák és a lőszvölgyek többnyire hosszanti



tengelyű, ovális alakú térszíni mélyedések, s a két forma között mindössze méretbeli különbség van. A dolinák és a löszvölgyek hosszanti tengelyükkel mindig az előfordulási területre jellemző, *fő szerkezeti vonalak csapásirányában* helyezkednek el.

A dolináknak és a löszvölgyeknek ez a szabályos elrendeződése és hosszanti tengelyüknek a fő szerkezeti vonalakkal való szembetűnő megegyezése arra enged következtetni, hogy kialakulásuk valamilyen formában a *szerkezeti mozgásokkal* is összefüggésben van.

Arra gondolunk, hogy vagy kisebb vetődési vonalak, vagy fiatal szerkezeti mozgások hatására kialakult egyszerű repedések jelölik ki és segítik elő a típusos löszformák karsztos kialakulását.

A felszíni csapadékvizek a vetősíkok vagy repedések mentén összetöredezett löszanyagban nagyobb mértékben szivárognak el, mint másutt. A vízszivárgás vonalán a mésztartalom kioldása következtében fokozatosan *rogyadozik, tömörül a lösz*, míg a felszínen a vetősíkok vagy repedések tengelyében a lösz süppedése következményeként *ovális alakú rövidebb-hosszabb térszíni mélyedés keletkezik*. Ahol a löszfelszínt hosszú, megszakítatlan repedések vagy vetősíkok érték, ott a karsztosodás eredményeként a felszínen *löszvölgyek*, míg a rövid, szaggatott vetődések és repedések mentén *löszdolinák* alakultak ki. Ez a magyarázata annak, hogy a löszdolinák és löszvölgyek sokszor egymás folytatásában helyezkednek el. Természetesen az is lehetséges, hogy a löszvölgyek egymás mögött sorakozó *löszdolinák felfűződéséből keletkeztek*. Kialakulásukban a karsztosodás mellett a lösz *makroporozitásának* is lényeges szerepe van. A vizsgálatok szerint a nagy makroporozitású lösz térfogatának mintegy 50–60%-ára képes összetömörülni, ami azt jelenti, hogy negatív térszíni formák viszonylag vékonyabb lösztakarón is kialakulhatnak.

A legszebb kifejlődésben a Hegyhát K-i peremterületén, Rácegres-pusztá és Sárszentlőrinc között fordulnak elő. Itt az együttesen kifejlődött dolinák és löszvölgyek a Hegyhát fő szerkezeti irányával megegyezően ÉÉNy–DDK-i csapásirányban helyezkednek el. A *dolinák* kicsinyek, általában 3–8 m hosszúak és 2–4 m szélesek. Mélységük jelentéktelen (0,50 m). A löszvölgyek többsége is még fejlődésének kezdeti szakaszában van. 1–1,5 km hosszúak és 1–2 m mélyek. Van néhány idősebb löszvölgy is. Ezek általában 5–6 m mélyek. Ilyen *vakvölgyben* települ többek között Rácegres-pusztá is.

A Bonyhádi-medence platóján és a Börzsöny–Kakasdi-lösztáblán csak *dolinák* ismeretesek. Méreteik itt jelentékenyebbek. A nagyobbak hossz-tengelye eléri a 250–300 m-t is, s általában 1,5–2 m mélyek. Különösen Nagymányok, Györe, Hegyhátmaróc, Bonyhádvarasd és Börzsöny környékén fordulnak elő tömegesebben.

A löszformák kialakulásmenetének részletes tanulmányozása gyakorlati célból is hasznos és szükséges. Egyrészt azért, mert kialakulásukon keresztül tudjuk a legjobban lemérni a *löszös területek felszínfejlődésének irányát és ütemét*, másrészt pedig azért, mert a löszformák kialakulása és fejlődése szoros összefüggésben van a löszös területek *talajeroziós folyamataival*.

A nagy reliefer energiájú, erősen erodált területek talajpusztulását csak a löszformák fejlődésmenetének ismeretében lehet megfékezni.



## H) Periglaciális szoliflukciós képződmények

Domságunk fejlődéstörténetének felvázolása és a felszíni formák genetikai elemzése során gyakran utaltunk arra, hogy a domborzat kialakításában a szerkezeti mozgások, a folyóvízi eróziós tevékenység és a löszképződés mellett a *lejtőletaroló, anyagáttelepítő periglaciális szoliflukciós folyamatoknak is lényeges szerepük volt.*

Működésük és felszínalakító tevékenységük részben a lejtős térszínnek letarolásában, részben pedig a lejtők inflexiós sávja alatt felhalmozódott szoliflukciós üledékekben (lejtőstundra jelenségek) ismerhető fel. Elöljáróban megjegyezzük, hogy a szoliflukció fogalma alatt az állandóan fagyott talaj felett időszakosan felengedő képlékeny talajnak a nehézségi erő hatására történő lejtőn való mozgását, áttelepülését értjük (geliszoliflukció).

*A periglaciális szoliflukciós anyagmozgás-folyamatoknak a löszös dombságunkra annyira jellemző keskeny vízválasztó gerincek kialakításában, az „éles hátak” kiformálásában, a peremterületek szerkezeti lépcsőinek letarolásában, valamint az eróziós völgyek szélesbítésében és a deráziós völgyek formálásában volt a legszámottevőbb szerepük.*

Emlékeik elsősorban a löszös dombság legjobban tagolt peremi lejtős területein, valamint a belső területek eróziós és deráziós völgyoldalain maradtak vissza. A lejtőkön a lepusztulásformák (töréslépcsők letarolódása) és a felhalmozódásformák (lejtőstundra jelenségek) egyformán szerepet játszanak a domborzat jelenlegi arculatának kialakításában.

### 1. Geliszoliflukciós lejtőletarolás

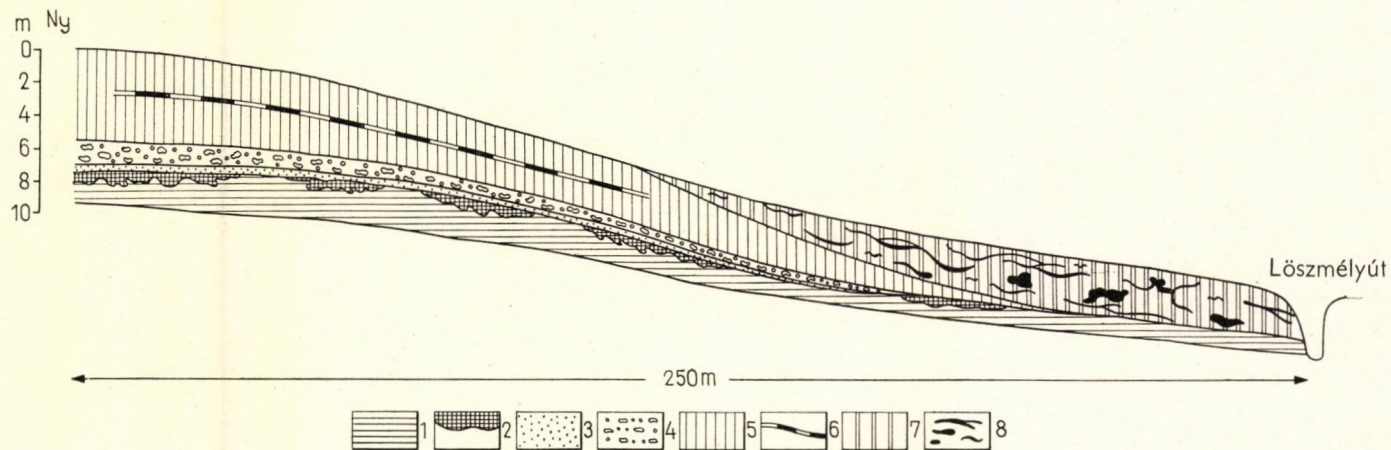
a) Területünkön a legidősebb szoliflukciós lejtőletarolást a regionális elterjedésű alsópleisztocén fosszilis *vörösagyagnak* a lejtőkön foltokban előforduló maradványai jelzik (42., 70. ábra). Természetesen a fosszilis vörösagyag lepusztításában az areális erózióknak is szerepe volt (alternatív denudáció), de az esetek jelentős százalékában a lejtős területeken a „zsákos kavics”-hoz hasonlóan a pannóniai fekübe és az idősebb löszökbe betüremelő és zsákosan begyűrt vörösagyag maradványok (21. kép) *szoliflukciós lejtőletarolásról* tanúskodnak. Részben ugyancsak periglaciális lejtőlepusztító anyagmozgás-folyamatokra utalnak a dombság különböző részein ismertté vált alsópleisztocén *fosszilis vörösagyagok nagy vastagságban való felhalmozódásai is.* A 2. táblázaton 45 olyan helyet tüntettünk fel, ahol az áttelepített vörösagyag felszíni feltárásokban vagy fúrásokban 3–38 m vastagságban fordul elő.

b) A lejtős térszínnek vörösagyag maradványaihoz hasonlóan számos helyen nagyméretű szoliflukciós lejtőletarolásra emlékeztetnek a denudált pannóniai felszínen és az idősebb lösztakarón visszamaradt, fosszilis vörösbarna talajok szoliflukciós anyagával összekevert, löszből származó, 0,30–2 m vastag *konkréciós-törmelék*es rétegek is. *A kevert anyagú, vastag konkréciós-törmelék*es szintek az esetek nagy többségében a felszíni fiatalabb lösznél idősebb löszrétegek szoliflukciós lepusztulására utalnak.

### 2. Geliszoliflukciós üledékfelhalmozódás

*A periglaciális szoliflukció felszínmódosító tevékenységének legmaradandóbb emlékeit dombságunk lejtős területeinek szoliflukciós üledékfelhalmozó-*





70. ábra. Szoliflukciós üledékfelhalmozódás (lejtőstundra) hosszanti szelvénye a Pux-völgy jobboldali lejtőjén

1 = pannóniai agyag, 2 = szolifluidált alsópleisztocén vörösayag, 3 = törmelékes homok, 4 = meszes homokkal kevert konkréciós réteg, 5 = típusos lösz, 6 = vörösbarna fosszilis talajzóna, 7 = szoliflukciós lösz, 8 = szolifluidált vörösbarna fosszilis talaj



dásai (lejtőstrundra jelenségek) őrzik. A szoliflukciós üledékek a legnagyobb kiterjedésben az *északias kitettségű lejtőkön* fordulnak elő. Ez a körülmény arra utal, hogy a szoliflukció a besugárzási viszonyokkal szoros kapcsolatban formálta a felszínt. A hűvösebb és nedvesebb mikroklimájú lejtők szolgáltatták a legkedvezőbb feltételeket a fagyott talajon végbe-  
menő szoliflukciós anyagmozgás-folyamatoknak.

Ezt a szoliflukciós üledékek elterjedésén kívül a löszvastagsági adatok is jól tükrözik. A lösz is az É-i kitettségű lejtőkön a legvékonyabb. Ez különösen a Szekszárdi-dombvidéken tűnik ki, ahol a K—Ny-i irányú, völgymedenceszerűen kitáguló Párásza-, Bartina- és Csatári-völgy lejtőin a kitettségtől függően nagyon különböző vastagságú a lösz.

Az É-i kitettségű meredekebb lejtőkön, ahol a szoliflukció nyomai a löszben csaknem minden m<sup>2</sup>-nyi területen felismerhetők, a lösz átlagos vastagsága a délies kitettségű lejtők 15—20 m vastagságot is meghaladó lösztakarójával szemben mindössze 1—7 m. Hasonló a helyzet a Völgyesség és a Hegyhát, valamint a nagyobb völgyek magasra kiemelt É-i expozíciójú lejtőin is, ahol a kivékonyodott lösztakaró és a lösz szoliflukciós mozgatottsága együttesen utal a periglaciális szoliflukció lejtőletaroló tevékenységére.

Az É-i kitettségű lejtők mellett a szoliflukciós üledékek a *Ny-i és a K-i expozíciójú lejtőkön* a legelterjedtebbek. Főleg a Szekszárdi-dombvidék K-i és a Hegyhát Ny-i lejtőin gyakoriak (45., 47., 60. ábra).

A Tolnai-dombságon a szoliflukciós üledékfelhalmozódásnak több típusa, változata ismert.

a) *A szoliflukciós üledékfelhalmozódás ún. amorf típusába* főleg szoliflukciósan áttelepített löszök tartoznak, de ritkábban előfordul a *fosszilis vörösalaryagok* és a *pannóniai üledékek* homogén felhalmozódása is. E típusba tartozó üledékek jellemző sajátossága, hogy teljesen *egynemű anyagok* kerültek felhalmozódásra, s a felhalmozódás nagyon *egyszerű*, benne semmi fajta rétegzettség nem figyelhető meg.

A Tolnai-dombság szoliflukciós löszének egyik jellemző ismérve, hogy *fosszilis vörösbarna talaj szolifluidált anyagával keveredett* (22. kép).

A szolifluidált talaj leggyakrabban centiméter és deciméter vastagságú, a nyitott kéz ujjaihoz hasonlóan a legkülönbözőbb irányokban szétágazó sávokban, erekben, különböző vastagságú és nagyságú flekkekben és lencsékben, valamint a „zsákos kavics”-hoz hasonlóan zsákosan begyűrődve (21. kép) fordul elő az áthalmazott löszben (50., 51., 52., 70. ábra). A szoliflukciós lösz vörösbarna fosszilis talajainak a kitiéremkedéseire, apró szabálytalan foltokban és sávokban való bepréselődésére már LÁNG S. (1955) is felhívta a figyelmet.

A lösz szoliflukciós felhalmozódásának anyagmozgás-folyamatát nem könnyű magyarázni. *A szolifluidált vályogszalagok* sok esetben megfigyelhető körkörös, ovális és egyéb alakzatú formáiból ítélve főleg *konvekciós áramlásra* kell gondolnunk, de a konvekciós áramlások mellett térben és időben is váltokozva megismétlődő más jellegű anyagmozgás-folyamatoknak is szerepük lehetett a lösz szoliflukciós áttelepítésében. Úgy tűnik, hogy a napi ritmusú, általában csak vékony réteget érintő lassú talajfolyások egyes időszakokban olyan anyagmozgás-folyamatokkal váltakozva mentek végbe, amelyek a fagyott talaj több dm vastagságban való felengedése mellett a képlékeny lágytalaj valóságos csúszásszerű mozgását idézték elő a meredekebb lejtőkön. Elképzelhető az is, hogy ilyen esetekben a fagyhatásra megbontott és leomlott meredek löszfalak anyaga a képlékeny talajba beágyazódva, mbökbén is csúszhatott a lejtőkön.

Az áttelepített szoliflukciós lösz másik jellemző sajátossága a *kőzetanyag cserepes, leveles szerkezete*.





21. kép. Szolifluidált fosszilis talaj anyagával kevert és erősen szolifluidált vörösbarna fosszilis talajzónával tagolt löszfeltárás a Szekszárdi-dombvidék K-i peremén

A szolifluidált lösz a gyakori áttelepítés hatására laza, porózus lösz-szerkezetét elvesztette, s a leveles agyagmárgához hasonlóan *cserepes, leveles szerkezetűvé* alakult. Megbontva cseréptörmelék formájában hullik széjjel. Átalakulása és szolifluidális áttelepítettsége a szemcseösszetételi görbék lefutásában is élesen kifejezésre jut (17., 18. ábra). Általában a lösz-frakció igen alacsony %-os részesedése (10–20%) és a 0,05–0,02 mm  $\varnothing$ -jú részlegének gyors értékváltozása a jellemző, ami a szoliflukciós löszöket nemcsak a típusos löszöktől, hanem az átmosott löszöktől is megkülönbözteti. A 0,002–0,005 mm  $\varnothing$ -jú részlegének alacsony százalékos részesedése arra enged következtetni, hogy a szolifluidált löszök finom agyagos, iszapos frakciói a lejtők alsóbb szakaszain halmozódtak fel. A szoliflukciós löszök kumulatív összeggörbéit rendszerint a löszfrakciótól a durvább frakció felé történő eltolódás jellemzi.

A szoliflukciós löszfelhalmozódás legnagyobb elterjedésben a Szekszárdi-dombvidék É-i és K-i töréslépcsős peremének lejtőin, a Hegyhát É-i és Ny-i Kapos-völgyi peremén, valamint a belső területek völgyeinek É-i expozíciójú lejtőin fordul elő.

A 71. ábrán a Szekszárdi-dombvidék É-i peremterülete lejtőstundra jelenségének leggyakrabban előforduló hossz-szelvényét mutatjuk be. A szelvény tanúsága szerint a Palánki-hegy É-i peremén a szoliflukciós üledék időben jól elkülönülő szakaszokban halmozódott fel. A legalsó szintben pannóniai eredetű agyag, homok, homokos agyag települ. E rétegsor





22. kép. Szoliflukciós lejtőprofil löszben belső krioturbációs formákkal a Kapos-völgy peremén Keszőhidegkútnál

A 8 m vastag szoliflukciós lösz szolifluidált fosszilis vörösbarna talaj anyagával kevert

szoliflukciós áttelepítését az agyagos frakciójú üledékek közé különböző szintekre becsípett fosszilis vörösbarna agyag flekkek is igazolják.

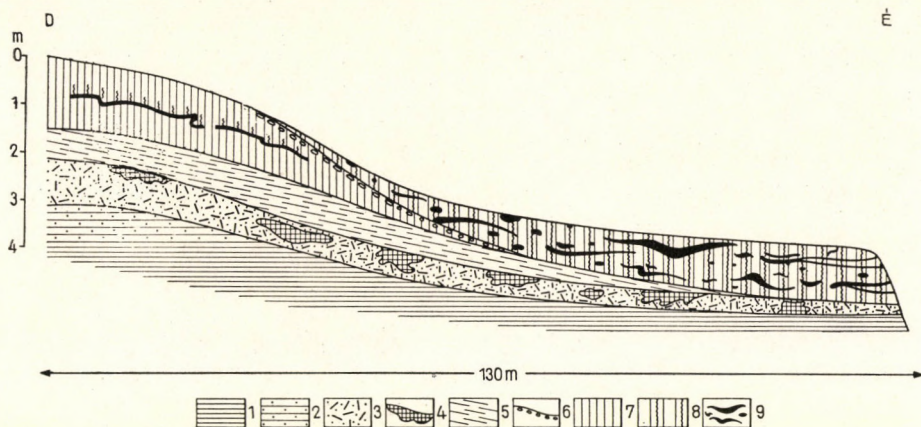
A középső szintben pannóniai üledékkel kevert agyagos jellegű lösz települ. Ennek fedőjében átlagosan 3 m vastag szoliflukciós lejtőtörmelékes lösz következik, *melyben a szolifluidált vörösbarna fosszilis talaj anyaga a legkülönbözőbb formákba bepréselődve fordul elő.* Ez a felső löszréteg a gyakori kifagyás és szállítás hatására erősen cserepes, leveles szerkezetű, nagymértékben mésztelenített ( $\text{CaCO}_3$  tartalma 5–6%), törmelékes löszanyagká alakult. Településében megbolygatva nedves és száraz állapotban egyaránt *cseréphalmazként esik széjjel.*

A 72. ábra a Palánki-hegy É-i peremének szoliflukciós üledékfelhalmozódását keresztshelvényben ábrázolja. A szoliflukcióval áttelepített pannóniai eredetű homokos agyagba és homokba a lejtőtörmelékes lösz szolifluidált vályogszalagja ék- és zsákszerűen préselődött be.

A szoliflukciós löszfelhalmozódás a dombvidék belső területeinek völgylejtőin is elég gyakori. Itt is elsősorban a felszint borító lejtőtörmelékes lösz szolifluidált vályogszalagja hívja fel a figyelmet a szoliflukciós településre. A Csatári-, Bartina- és Parászta-völgy lépcsős letöréssel kialakult É-i expozíciójú lejtőin csaknem mindenütt periglaciális lejtőtundra jelenségek figyelhetők meg.

A 70. ábra a dombvidék belső területének völgylejtőin legáltalánosabban elterjedt *szoliflukciós lejtőtundra hosszmetsetét mutatja.* Ez a shelvény





71. ábra. Szoliflukciós üledékfelhalmozódás (lejtőstundra) hosszanti szelvénye a Palánki-hegy É-i pereméről

1 = pannóniai homokos agyag, 2 = pannóniai homok, 3 = lejtőtörmelék, pannóniai homokos agyag, agyagos homok, 4 = szolifluidált alsópleisztocén vörösayag, 5 = pannóniai üledékek kevert lejtőtörmelék agyagos lösz, 6 = löszkonkrécio, 7 = szálaban álló típusos lösz, 8 = lejtőtörmelék szoliflukciós lösz, 9 = szolifluidált vörösbarna fosszilis talaj

is több ritmusban megismétlődött lejtőletarolásról és üledékfelhalmozódásról tanúskodik. Először a pannóniai felszint borító fosszilis vörösayag-takaró szolifluidálódott. Ezt követően a lejtő felső szakaszán egy idősebb löszréteg pusztult le. Erről tanúskodik a 0,20–2 m vastag maradéktakaró formájában visszamaradt törmelék konkrécio réteg. Legutoljára a konkrécio rétegekre települt, egy fosszilis talajzónával tagolt lösz felső szintjét érte a szoliflukció. A szolifluidált fosszilis talaj anyagával keveredett lösz a lejtő alsó szakaszán került felhalmozásra. Hasonló szoliflukciós löszfelhalmozódást mutat be a 42. ábra is.

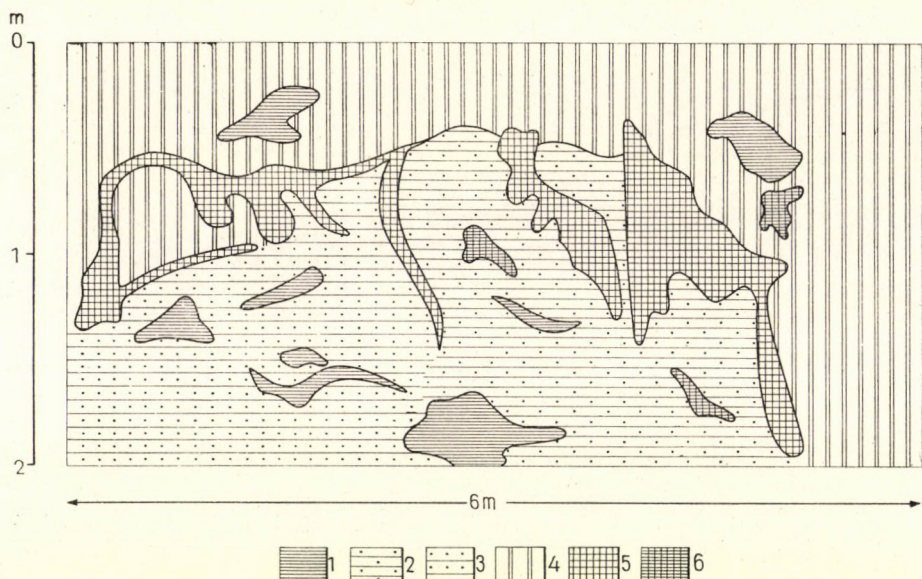
Az amorf szoliflukciós üledékfelhalmozódás a Hegyhát Kapos-völgyi peremén is elég nagy elterjedésű. Itt a szoliflukciósan áttelepített lösz helyenként belső krioturbációs formák is tagolják (22. kép). Simontornya és Pincehely környékén a több méter vastagságban felhalmozott szoliflukciós lösz pleisztocén deráziós völgyeket tölt ki (50., 51., 69. ábra).

A közölt szelvények a szoliflukciós löszfelhalmozódás legáltalánosabban előforduló változatait ábrázolják. Hangsúlyozni kívánjuk azonban, hogy minden egyes löszmélyút és szurdik által feltárt szelvény bizonyos mértékig különbözik egymástól. Az említetteken kívül még elég gyakoriak az olyan előfordulások is, ahol 10–20 m vastag szálaban álló lösz 0,50–2 m vastag szoliflukciós löszköteg tagol (Csatári-völgy, Bartina-völgy).

A szoliflukciós löszök mellett területünkön jellemző a fosszilis vörösayagok homogén felhalmozódása is. Nagy vastagságuk (4–10 m) kétségtelenné teszi a szoliflukciós áthalmozódást.

b) A szoliflukciós lejtőstundra turbulens anyagmozgás-folyamatokra utaló típusára az erősen kevert, különböző kőzetösszetételű és szemnagyságú üledékek felhalmozódása jellemző. Ez a típus eddig csak a Szekszárdi-dombsíkság K-i töréslépcsős lejtőjéről és a Hegyhát Ny-i Kapos-völgyi pereméről ismert.





72. ábra. Soliflukciós lejtőprofil keresztmetszeti szelvénye a Palánki-hegy É-i törés-lépcsős pereméről

1 = pannóniai agyagtömbök, 2 = pannóniai homokos agyag, 3 = pannóniai homok, 4 = lejtőtörmelések, soliflukciós lösz, 5 = szolifluidált vörösbarna fosszilis talaj, 6 = szolifluidált, pannóniai agyaggal kevert fosszilis talaj

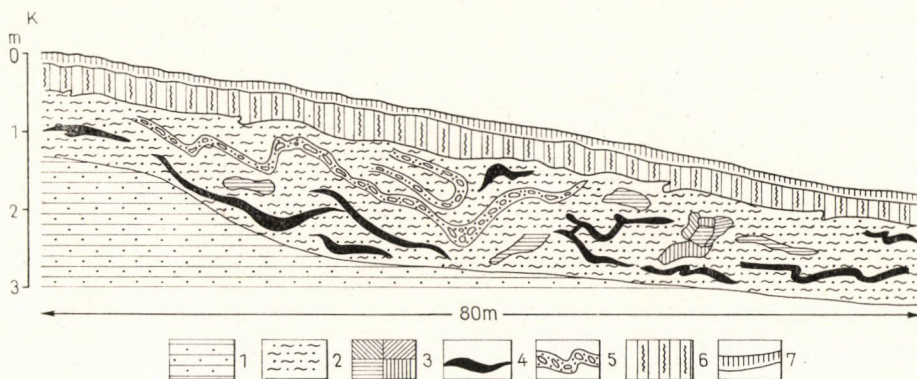
A 73. ábrán a Pincehely feletti szoliflukciós lejtőtundra hosszanti szelvényét mutatjuk be. Az alapanyag itt a pannóniai térszínről származó, homokos, agyagos, erősen kevert szoliflukciós üledék. Ebben a lejtőtörmelések, szemetes üledékben különböző formákba préselt szolifluidált fosszilis vörösbagyagok és szürke pannóniai agyagtömbök települnek. Ezenkívül a lejtő irányában húzódó, zsákosan begyűrt konkréciós törmelék sávok, zsinórok helyezkednek el, melyek utólagos fagydeformálódásra engednek következtetni. Az egész üledékfelhalmozódást vékony lejtőtörmelék szoliflukciós lösz fedi be.

Ehhez hasonló a Kapos peremén, Hőgyésznel felvett szelvény is (74. ábra), ahol rétegzett iszapos, agyagos, homokos szoliflukciós üledékek felszínét metszve erősen kevert anyagú (konkrécio, görgeteg, agyag, homok, vörösbagyag, pannóniai agyagtömbök) durva szoliflukciós üledék települ a lejtőre, fagyzsákokkal behálózva.

Még ennél is tarkább képet mutat a Szekszárdi-dombvidék K-i peremének számos szelvénye, ahol szinte méterről méterre különböző jellegű üledékek halmozódtak fel a lejtő aljában. Itt a löszös és homokos alapanyagba pannóniai homokkődarabok, agyagtömbök, löszkonkréciók, törmelék, valamint fosszilis vörösbagyag- és mészlepények vannak kaotikusan begyűrve.

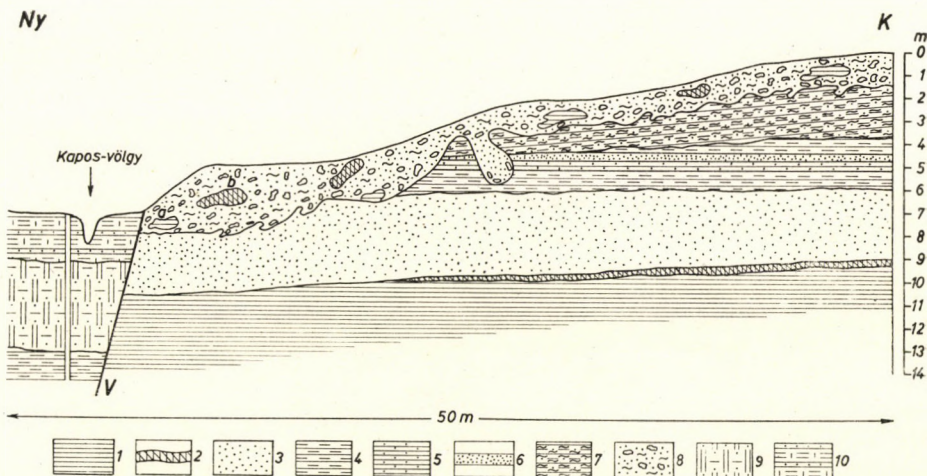
Ennek a kevert anyagú szoliflukciós üledéknek a kialakulás-folyamatát szintén nehéz értelmezni. Felhalmozódása lényegesen más feltételek és körülmények között ment végbe, mint a homogén (amorf) szoliflukciós löszök áttelepítése. Elsősorban turbulens jellegű anyagszállításra gondolhatunk (PÉCSI M. 1961).





73. ábra. Szoliflukciós lejtőprofil lejtőstundra jelenséggel a Hegyhát Ny-i prereméről Pincehely felett

1 = szürke pannóniai homok, 2 = agyagos, homokos, főleg pannóniai térszínről származó szoliflukciós üledék, 3 = pannóniai agyaglencse, agyagtömb, 4 = szolifluidált fosszilis vörösgyag, 5 = zsákosan begyűrt, konkreciós, törmelékes üledék, 6 = lejtőtörmelékes szoliflukciós lösz, 7 = lepusztult csernozjom

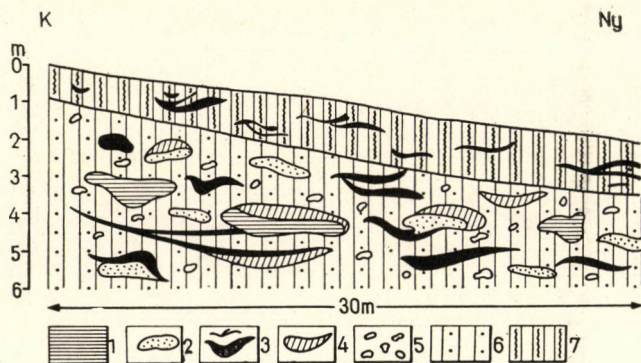


74. ábra. Szoliflukciós lejtőprofil a Kapos-völgy jobboldali lejtőjén Hőgyésznél

1 = szürke pannóniai agyag, 2 = alsópleisztocén fosszilis vörösgyag, 3 = sárgásszürke, aprószemű középleisztocén folyóvízi homok (hordalékkúp része), 4 = szürke iszapos agyag, 5 = agyagos homok, 6 = iszapos homok, 7 = szürkésbarna, rétegzett, szoliflukciós, homokos, iszapos agyag, 8 = durvaszemű, szoliflukciós üledék fagyzsákokkal, 9 = átmosott homokos lösz, 10 = átmosott, lejtőtörmelékes, agyagos, löszös üledék, V = vető, vetőzóna

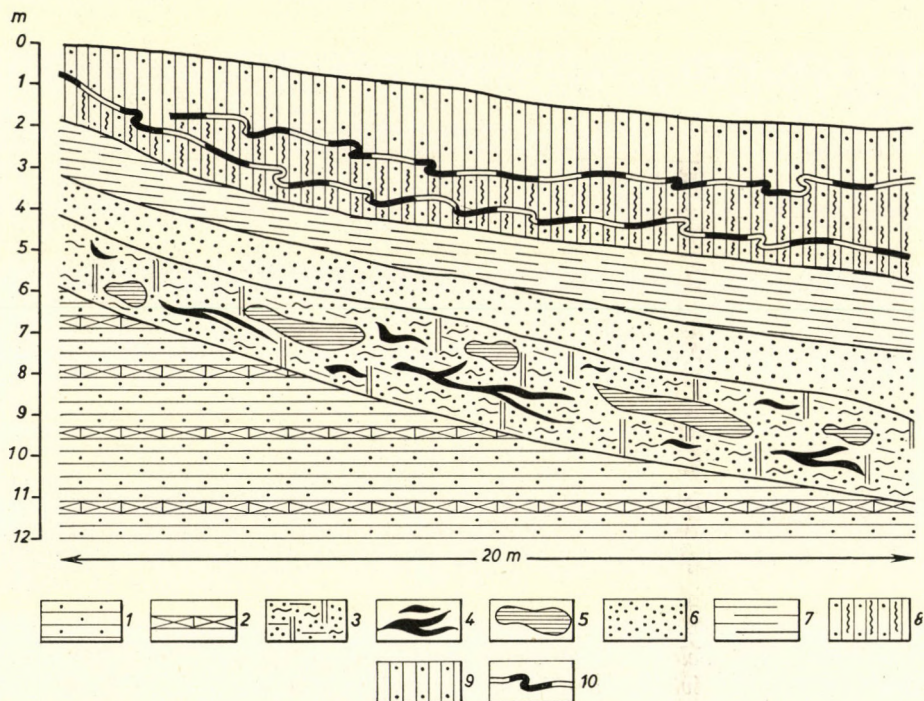
c) Az egymástól jelentősen különböző szoliflukciós lejtőstundra most ismertett két típusán kívül helyenként megfigyelhető egy harmadik változat is, amely lényegében véve az előbbiekettől (amorf és turbulens szoliflukció) egymásra településéből adódik ki. Ezt a változatot a 75. és 76. ábrán mutatjuk be. A szelvényekből világosan kitűnik, hogy a több ritmusban felhalmozódott szoliflukciós lejtőstundra alsó részében az erősen kevert, különböző kőzetösszetételű durva üledékek dominálnak (turbulens szoliflukció), míg a felső szintet többnyire egyenmű löszös üledékek töltik ki (amorf szoliflukció),





75. ábra. Szoliflukciós üledékfelhalmozódás a Szekszárdi-dombvidék K-i töréslépcsős peremén Csatárnál

1 = szürke pannóniai agyagtömb, 2 = pannóniai homokkő, 3 = alsópleisztocén fosszilis vörös-agyag, 4 = mészlepény, 5 = 5×12 cm  $\phi$ -jű löszkonkréc, 6 = erősen szemetes, lejtőtörmelékés homok, löszös homok, 7 = szoliflukciós lösz, szoliflukciált fosszilis talaj anyagával



76. ábra. Szoliflukciós lejtőprofil a Szekszárdi-dombvidék DK-i részén Alsónána határában

1 = szürke, aprószemű pannóniai homok, 2 = pannóniai homokkő, 3 = erősen kevert, agyagos, homokos, löszös, szoliflukciós üledék, 4 = szoliflukciált vörösbarna fosszilis talaj, 5 = agyagtömb, agyaglenccse, 6 = aprószemű iszapos homok, 7 = barnásszürke, leveles szoliflukciós agyag, 8 = lejtőtörmelékés, homokos, szoliflukciós lösz, 9 = homokos lösz, 10 = szoliflukciósan begyűrt vörösbarna fosszilis talajzóna



melyek csak a szolifluidálódott fosszilis vörösbarna talajzónák anyagával keveredtek.

Az említett típusokon kívül területünkön a szoliflukciós üledékfelhalmozódásnak még egyéb változatai, formái is előfordulnak, a kellő feltártság hiányában azonban számos helyen nincs lehetőség a teljes szelvényfelvételre. Nehézséget okoz az is, hogy sok helyen a szoliflukciós üledékfelhalmozódást *suvasodások* háborgatják, s ennél fogva a szelvény nehezen tisztázható. Elsősorban a Szekszárdi-dombságon számolhatunk újabb adatgyűjtéssel. Megfigyeléseink szerint itt volt a leghatékonyabb a periglaciális szoliflukció. Nagyon találóan jegyezte meg erről a területről LÁNG S. (1955), hogy az ember itt „lépten-nyomon szoliflukciós feltárásokba ütközik”.

## *I) Suvasodásos formák*

A változatos rétegsorú pannóniai üledékekből felépült, völgyekkel sűrűn felsabdalt löszös dombság lejtős területein a suvasodásos anyagmozgás-folyamatoknak minden szükséges feltétele megvolt a múltban, és korlátozott mértékben megvan a jelenben is. Ennek megfelelően a domborzat formálásában a pleisztocén folyamán a szerkezeti mozgások, az areális és lineáris erózió, valamint a periglaciális szoliflukció mellett a *lejtősuvasodásoknak* is jelentékeny szerepük volt.

Méretük, formáik és egyéb morfológiai jellemvonásaik alapján pleisztocén, holocén és recens suvasodásokat lehet megkülönböztetni.

### *1. A suvasodások kialakulásának természeti feltételei*

A suvasodások kialakulásának alapvető természeti feltételeit CHOLNOKY J. (1926) és BULLA B. (1954) magyarázta meg. Bár megállapításaik általános érvényűek, mégis elsősorban az olyan agyagos, vályogos dombsági területekre vonatkoznak, ahol a lejtők teljesen vagy túlnyomóan vízzáró agyagból állanak, s legfeljebb a tetőszinteket borítja vékony vízáteresztő kőzet. Az ilyen agyagos lejtőkön tartós esőzések idején az impermeábilis agyagréteg beázásával és képlékennyé válásával a suvasodások kialakulásának morfológiai alapfeltételei máris biztosítva vannak.

Lényegesen más a helyzet a Tolnai-dombságon, ahol a suvasodások csúszópályáját adó impermeábilis pannóniai agyagrétegek pleisztocén üledékek fekvésében helyezkednek el, s a terület nagy részén felszínükre vastag lösz települ. Vizsgálataink szerint a löszös területek suvasodásainak kialakulását egy egész sereg természeti (kőzettani, rétegtani, szerkezeti, éghajlati, hidrogeológiai, morfológiai stb.) tényező befolyásolja.

A legfontosabb feltétel itt is a *csúszópályát szolgáltató vízzáró agyag* jelenléte. Ezzel kapcsolatban nagyon helyes BULLA B.-nak az a megállapítása, miszerint nem feltétlenül szükséges, hogy az egész lejtő agyagból álljon, elegendő, ha a lejtőt felépítő üledékek fekvésében vékonyabb-vastagabb impermeábilis agyagrétegek vagy magas kolloidtartalmú agyagos kőzetek települnek. Természetesen a suvasodás kialakulása szempontjából annál kedvezőbb a helyzet, minél nagyobb tömegben agyagból áll a lejtő, és felszínére csak vékony vízáteresztő kőzet települ. Ilyen sztratigráfiai helyzet dombságunkon csak az újpleisztocénig volt, amikor még egyáltalán nem vagy csak kis mértékben borította lösz a területet, s a kedvezőbb feltételek között óriási suvasodások keletkeztek.

Fontos szerepe van továbbá a *csúszópályát szolgáltató impermeábilis agyagrétegek* és a *vízáteresztő homokos üledékek változatos településének*, mert a vastag lösztakaró alatt a beázás mértéke csak ilyen hidrogeológiai feltételek esetén éri el a képlékenységi határt. Ugyancsak nagyon fontos az *agyag réteges-leveles szerkezete és vízgazdálkodási*



*tulajdonsága.* Beázáskor ugyanis az agyag szerkezetétől és vízbefogadó képességétől függ térfigatváltozásának mértéke, ami döntő módon befolyásolja a suvadás kimenetelét.

A fenti tényezők mellett a suvadás kialakulásmenetét és lefolyását nagymértékben a *csúszópályát szolgáltató agyagrétegek településviszonyai* határozzák meg. Tapasztalataink szerint vastag lösztakaróval fedett, vízszintes településű agyagrétegekben és agyagrétegen jelentősebb suvadás még maximális lejtőszög esetén sem jön létre. Legfeljebb kicsiny rogyások, csúszások keletkeznek. Fontos szerepe van tehát az agyag lejtőirányban való *rétegdőlésének*. Már 1–2°-os rétegdőlés is jelentősen befolyásolja a suvadás kimenetelét, nagyságát és formáját. Nagyobb rétegdőlés mellett a beázott agyag kevésbé képlékeny állapotban is megsuvad.

Minél nagyobb a képlékeny vált agyagrétegek dőlése, annál nagyobb és típusosabb suvadások tudnak kialakulni.

A kedvező közettani és rétegtani viszonyok mellett a suvadások keletkezésének legalapvetőbb feltétele az *impermeabilis agyagrétegek megfelelő beázása és duzzadása*. A fekvő pannóniai agyag beázása és képlékennyé alakulása a Tolnai-dombság nagyobb részén a vastag lösztakaró miatt nincsen közvetlen összefüggésben a lehullott csapadékmennyiséggel. Tehát a felülről történő beázásnak nincsen olyan jelentős szerepe, mint a CHOLNOKY J. és BULLA B. által tanulmányozott és leírt agyagos dombságok lejtőin.

A dombvidék vastag lösszel borított belső területein a rétegforrások vízhozamai szerint a talajba elszívárgott csapadékvíz egy százaléka sem éri el a fekvő pannóniai üledéket. A talajvízszint itt mindenütt a löszben van, s a pannóniai agyagrétegek a nedvességet jobbra csak a rétegvizektől kapják. Más a helyzet a peremi területeken és a szélesen kitaruló nagyobb völgyek lejtőin, ahol többnyire vékony löszök és különböző jellegű áttelepített löszös üledékek borítják a denudált pannóniai felszínt. Itt a talajvíz a lösz fekéjében van, s a felülről történő beázás mellett a pannóniai agyag képlékennyé válásában nagy szerepük van a peremek felé áramló rétegvizeknek is. Egyéb tényezők mellett ez a magyarázata annak, hogy napjainkban is a peremi területeken alakulnak ki legnagyobb számban a suvadások. A suvadásra hajlamos agyagrétegek beázásának mértéke itt függ a felszíni vízgyűjtő vízháztartásától, a rétegvizek felhalmozódását és áramlását meghatározó hidrogeológiai viszonyoktól és a fekvő pannóniai rétegek vízgazdálkodási (vízbefogadó, víztartó képesség) tulajdonságaitól. A legkedvezőbb feltételek természetesen ott alakulnak ki, ahol a felülről beszivárgó talajvizek és a pannóniai rétegesoport legfelső tagjában áramló rétegvizek közös víztározó permeabilis homokszintekben egyesülnek, s feküjükben jó vízgazdálkodási tulajdonságokkal rendelkező vastag agyagrétegek helyezkednek el. Az ilyen lejtőkön a vízzáró pannóniai agyag az év nagy részében a képlékenységi állapot határán mozog, s a lejtőtömegek suvadása csapadékos időszakokban automatikusan is kiváltódik.

A morfológiai tényezők közül a Tolnai-dombságon a suvadások keletkezésében fontos szerepe van a terület erős *függőleges tagozottságának, reliefenergiájának, a lejtők hajlásszögének* (nem azonos a rétegdőléssel!) és a suvadásra hajlamos, képlékennyé vált agyagrétegektől elhelyezkedő kőzetek nyomásviszonyainak. Befolyásoló tényezőként számít továbbá az is, hogy a dombság lejtőit a pleisztocénban jelentékeny suvadások és periglaciális szoliflukciós agyagáttelepítő folyamatok háborgatták, és nagymértékben meggyengítették a lejtők stabilitását.

A felsorolt természeti tényezők azok az alapvető feltételek, melyek löszös dombságunk lejtősuvadásait automatikusan kiváltják.

A természeti feltételek azonban a dombság rétegtani, szerkezeti, domborzati, fejlődéstörténeti, éghajlati, vízháztartási és hidrogeológiai viszonyaiban mutatkozó különbségek következtében térben és időben nem mindenütt és nem mindig estek egybe, s ennél fogva gyakran csak külső hatások váltják ki a suvadásokat. Napjainkban a mesterséges erőhatások (függőleges falkiképzés, út- és csatornaépítés, mederkostrás, völgyzárógátak építése, patakok, folyók, tavak felduzzasztása, okatlan tereprendezés stb.) suvadást kiváltó szerepe a leggyakoribb.

## 2. Pleisztocén suvadások

A suvadásos anyagmozgás-folyamatok működésének legkedvezőbb éghajlati feltételei a pleisztocén interglaciális és interstadiális időszakok melegebb csapadékos fázisaiban voltak biztosítva.



A régi formamaradványokból és az egymásra csúszott pannóniai agygrétegek településhelyzetéből következtetve az erős függőleges tagozottságú dombság lejtői a pleisztocénban mindenfelé *suvadások* voltak. Vonatkozik ez elsősorban a dombság peremterületeire, ahol a lesuvadt lejtőtömegek többszáz méteres szakaszon még ma is egymás mellett és egymás felett sorakoznak.

A régi pleisztocén suvadások formái természetesen ma már nem minden esetben ismerhetők fel. A kisebb suvadások nagyrészt elpusztultak, azokat sok helyen a szoliflukció is elrombolta, a nagyobbak „*lesuvadt koporsó*”-it pedig számos helyen vastag lösztakaró fedte be, de még így is az ember lépten-nyomon régi suvadások formamaradványaiba ütközik.

A pleisztocén suvadások nemcsak méreteik és formáik alapján ismerhetők fel és különíthetők el a fiatalabb holocén és recens suvadásoktól, hanem egyéb alapvető morfológiai ismérvek alapján is. Egyes esetekben az idősebb suvadásokat a mozgás után képződött, szálban álló típusos lösz fedte be, s a lösz tagoló vörösbarna fosszilis talajzónák a suvadások hosszanti és kerekded alakú formáinak lejtői felé hajlanak, más esetekben pedig a lesuvadt tömegek talpig domború lejtőit szoliflukciósan mozgató löszköpeny borítja, igazolva, hogy a térszíni forma már a pleisztocénban kialakult. De vannak olyan idősebb suvadások is, ahol a szoliflukciós felhalmozott alsópleisztocén fosszilis vörösgyag együtt suvadt meg a pannóniai fekvével, kaotikusan egymásba gyűrődtek, s felszínükre újabb pannóniai agyagtömegek csúsztak, s az egész suvadásos felszínt 5–6 m vastag „in situ” képződött lösz fedte el. Másutt pedig a lesuvadt lejtőtömegekbe pleisztocénvégi deráziós völgyek vágódtak be, vagy a nagyobb eróziós völgyek suvadásos lejtőinek löszanyaga közé tonnányi nagyságú megsuvadt pannóniai agyagtömbök települtek.

*A pleisztocén suvadásos mozgásoknak elsősorban a peremterületek töréslépcsőinek elrombolásában, a lejtők átformálásában, a különböző genezisű völgyek szélesbítésében és a keskeny löszhátak és löszgerincek kifformálásában volt számottevő szerepük.*

Főleg a Szekszárdi-dombvidék és Észak-Hegyhát peremi lejtős területén volt nagyon aktív a működésük. Az említett területeken maradt fenn a legtöbb és legnagyobb méretű suvadásos forma, és itt mutatkozik meg a legszembetűnőbben a recens suvadások domborzatformáló szerepe is.

a) A legimpozánsabb suvadások a Szekszárdi-dombvidék aprólékosan tagolt, csupa lejtőből álló felszínén alakultak ki. A nagyobbak mindenütt a peremterületeken sorakoznak. A dombvidék ÉK-i és É-i szegélyén előforduló domború lejtőjű „*hát*”, „*halom*” és „*púp*”-szerű formák egytől-egyig régi pleisztocén suvadások emlékei. Tulajdonképpen itt a régi suvadások lösszel takart „*lesuvadt koporsói*”-nak formái az antropogén hatások (erdő kiirtása, intenzív szőlőművelés) következtében meggyorsult areális erózió eredményeként exhumálódnak, s a lösztakaró pusztulásának mértékétől függően nyerik vissza régi formájukat.

Az itteni óriási méretű suvadások a dombvidék É-i és ÉK-i peremének, valamint a Völgységi-patak jobboldali völgylejtőjének teljes lesuvadásáról tanúskodnak. Az ép formák és formamaradványok, a hepe-hupás lejtők, valamint a pannóniai üledékek zavart településéből következtetve, a würm interstadiálisok kedvező, csapadékos fázisaiban *a lejtők itt állandóan mozgásban voltak*. Az ismétlődő csuszamlások eredményeként egész lejtőszakaszok leszánkáztatásával alakultak ki egymás mellett és egymás fölött az impozáns méretű suvadásos formák. A nagyformák esetében ma már csak a suvadások hatalmas teste ismerhetők fel, a „*szakadások*”-nak



és a suvadások „nyelvei”-nek már nyomai sincsenek. Természetesen nemcsak a nagyobb suvadások könnyen pusztuló formaelemei tűntek el, hanem a kisebb suvadások is teljesen elpusztultak. A legszebb előfordulások a Várhegy, a Bati-hegy (23. kép), a Gyertyámos-hegy és a Cserhát-hegy É-i pereméről, valamint a LÁNG S. (1955) által is említett Palánki-hegy D-i és K-i lejtőjéről ismertek.

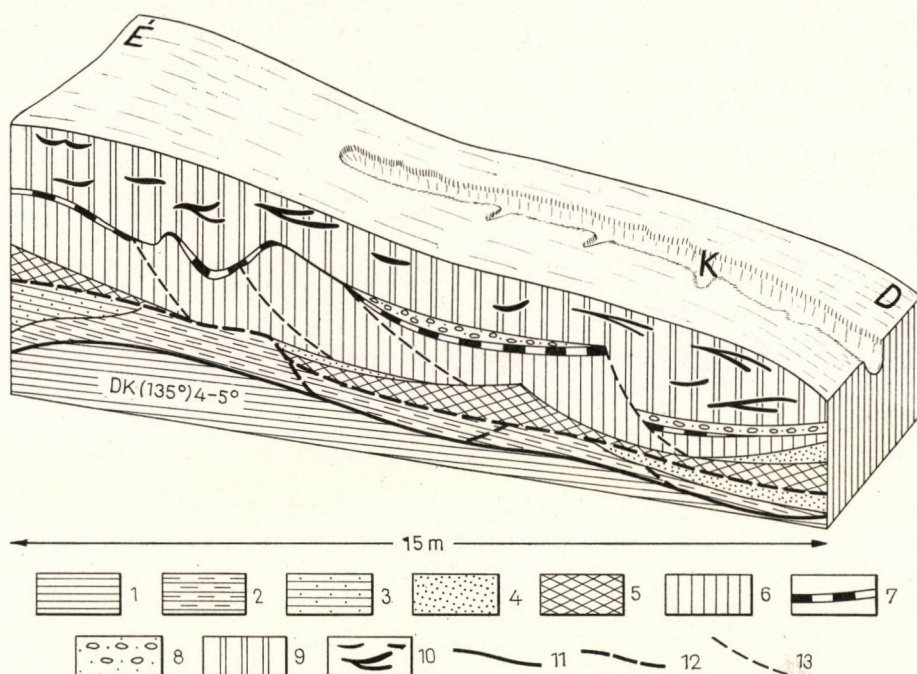


23. kép. A Bati-hegy É-i peremének pleisztocén végi lesuvadt koporsója (Szekszárdi-dombvidék)

Utóbbi helyen egymás közelében három óriási méretű suvadás formái maradtak meg teljes épségben. A suvadás testét a lejtő irányába egy löszmélyút szeli keresztül, és mintegy 8 m mélységig feltárja (77. ábra). A feltárásban világosan látható, hogy a pleisztocén üledék fekszik, a szürke pannóniai agyag szolgáltatja a csúszópályát. A pannóniai üledékek itt változatos kifejlődésben települnek egymásra. Homok, homokos agyag, szürke agyag és tarka agyag a sorrend. A szürke pannóniai agyagfelszínen egy 0,50–0,80 m vastag tarka pannóniai agyagréteg csúszott meg; vele együtt mozgott a fedőjébe települt alsópleisztocén fosszilis vörösayag és a 6 m vastag utolsó jégkorszaki lösz. Az egész lejtőszakaszt leszánkázató főcsúszópályán kívül a fosszilis vörösayag egyes tömegei a pannóniai rétegeken külön is megcsúsztak (másodrendű csúszólapok), és helyenként sáncszerűen feltorlaszolódtak. A suvadás a pleisztocénban alakult ki, mert az egész formát szolifluidált vörösbarna talajzóna anyagával kevert szoliflukciós löszköpeny fedte be, melynek felszínébe pleisztocén deráziós völgy vágódott. Itt a nagyméretű suvadás kialakulását a vízzáró szürke pannóniai agyagfekü jelentős rétegdőlése [DK (135°) 4–5°] segítette elő.

Ettől a suvadástól 300 m-rel a Palánki-hegy K-i lejtője már több részletben suvadt le, de az egymás felett lépcsősen elhelyezkedő lejtőtömegek





77. ábra. A Palánki-hegy suvadásának földtani szelvénye

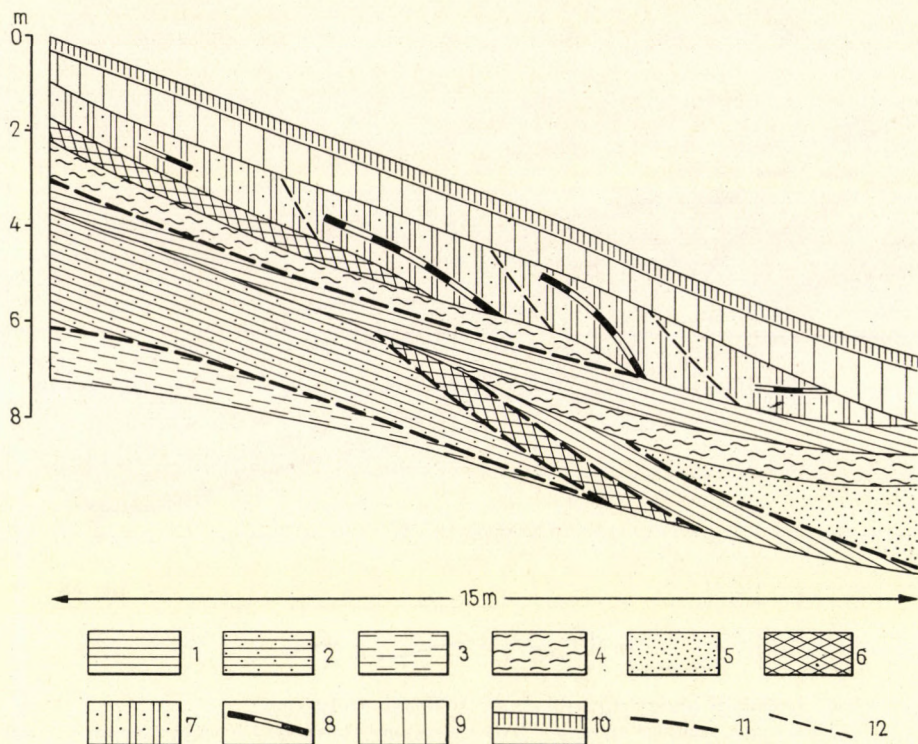
1 = szürke pannóniai agyag, 2 = leveles, tarka pannóniai agyag, 3 = homokos agyag, 4 = szürke pannóniai homok, 5 = fosszilis vörösgyag, 6 = suvadásban részt vett újpleisztocén lösz, 7 = ívesen elnyíródott vörösbarna fosszilis talajzóna, 8 = homokos konkréciós réteg, 9 = szoliflukciós lösz, 10 = szolifluidált vörösbarna fosszilis talaj, 11 = főcsúsz ópálya, 12 = másodrendű csúszólap, 13 = nyíródások, szakadások a löszben, K = pleisztocén deráziós völgy

minden valószínűség szerint egyidejűleg bekövetkezett mozgások eredményeként egymásból váltak le. Ennek a hatalmas (10 000 m<sup>2</sup>) suvadásrendszernek a szerkezete, megfelelő feltárások hiányában, sajnos nem tanulmányozható. Pedig az egyik legszebb és legérdekesebb suvadás: különböző időben keletkezett *testvérsuvadásokat* és egyidejűleg kialakult *ikersuvadásokat* (PEJA GY. 1956) egyaránt magában foglal.

A csúszópályát adó fekvő pannóniai üledékek rétegdőléseinek nagy szerepe volt a Várhegy [ÉNy (320°) 7°], a Bati-hegy [É (350°) 11°] és a Gyertyámos-hegy [ÉNy (315°) 34°] É-i peremének lesuvadásában is.

A Várhegy hatalmas méretű suvadása is igen tanulságos. Itt mindenekelőtt az egész hegytömeg a Rák-völgy irányába megsuvadt, majd ezt követően Ny-i és K-i oldalán lépcsős suvadások keletkeztek. É-i homlokpereme pedig meredek csúszópályákon kisebb-nagyobb részletekben leszánkázott. A suvadásrendszer belső szerkezetének egy részletét a Várhegy ÉNy-i lejtőjébe vágódott 10 m mély eróziós szakadékvölgy tárja fel, amit a 78. ábrán mutatunk be. A suvadás hossz-szelvényében többszörösen egymásra csúszott pannóniai rétegek (agyag, homokos agyag, homokkő blokkok), kaotikusan bepréslődött és feltorlaszolódtott alsópleisztocén fosszilis vörösgyagok (rétegekbe és tömbökbe), homokos konkréciós rétegek és vékony löszkötegek váltakoznak, és rendkívül zavartan települnek egymás fölé.





78. ábra. A Várhegy ÉNy-i homlokpereme suvadásának földtani szelvénye

1 = szürke pannóniai agyag, 2 = homokos agyag, 3 = iszapos, homokos agyag, 4 = leveles tarka agyag, 5 = pannóniai homok, homokkő, 6 = alsópleisztocén fosszilis vörösbarna talajzóna, 7 = megsuvadt újpleisztocén lösz, 8 = ívesen elnyíró vörösbarna fosszilis talajzóna, 9 = helyben képződött újpleisztocén lösz, 10 = barna erdőtalaj, 11 = másodrendű csúszólapok, 12 = nyíródások, szakadások a löszben

Az egész lejtőt leszánkázó főcsúszópálya nem tárul fel, az a pannóniai feküben mélyebben helyezkedik el, de az egymásra csúszott lejtőtömegek között helyenként egymás fölött 3–4, íves hajlású, másodrendű csúszólap is felismerhető.

Ez a bonyolult suvadásrendszer valószínűleg nem egyidejűleg keletkezett, hanem többször megismétlődött csúszásokkal, leszakadásokkal alakult ki, s a lejtő egyes részei még az újpleisztocén végén is mozgásban voltak. Erre utal az a körülmény, hogy a lesuvadt lejtőtömegeket csak vékony (1–6 m) „in situ” képződött lösz borítja, s alóla a suvadás hupái ablakok formájában helyenként felszínre is bukkannak.

Méreteiben az eddigieknél is impozánsabb a Bati-hegy suvadása (23. kép). Itt nem egyszerű lejtőcsúszás történt, hanem egy egész hegyrészlet alapjaiban suvadt meg, és szánkázott le a Völgységi-patak völgyébe. A 23. képen élesen kirajzolódó hatalmas „lesuvadt koporsó” 300 m hosszú, 150 m széles és átlagosan 20 m magas. A lesuvadt hegyrészlet „koporsó”-ja mintegy 900 000 m<sup>3</sup> üledéket foglal magába.



A suvadás testét 1—3 m vastag „in situ” képződött, zavartalan településű löszköpeny borítja, ami a suvadás pleisztocén keletkezésére utal. Kialakulás-körülményeinek részletesebb elemzése megfelelő feltárások hiányában nem végezhető el. Hasonló a helyzet az itt sorakozó Gyertyámos-hegy, az Öreg Petre-hegy és a Cserhát-hegy nagyméretű suvadásai esetében is.

A Szekszárdi-dombvidék K-i, Sárköz felé néző töréslépcsős peremén is jellemzőek a nagyméretű pleisztocén suvadások, de itt nem az egész lejtőt leszánkázató formák alakultak ki, hanem karéjos szakadások mentén egyedül álló suvadások keletkeztek. Környezetükből magányosan kiemelkedő löszborította „hát”, halom” és „púp” alakú jellegzetes formáikkal már messziről felkeltik a figyelmet, s egyéb löszformákkal együtt a táj morfológiai arculatának sajátos jellemvonást kölcsönöznek. Legszebb előfordulásai a Bottyán-hegy és az Óriás-hegy K-i lejtőiről, valamint az Arany-domb, Görögszó és Kút-völgy környékéről ismertek.

b) Vizsgálataink szerint a pleisztocénban a Hegyhát É-i és Ny-i peremén is hatalmas suvadások alakultak ki, de itt a régi suvadások jobban elpusztultak, azokat ma már szelidebb formák jellemzik. A simontornyai Kaposperem és a Pincehely feletti Hajagos impozáns méretű suvadásaira már TOBORFFY G. (1925) is felhívta a figyelmet, de nem vette észre, hogy az egész völgylejtő régi suvadások emlékeit őrzi.

A pleisztocén suvadások legjellegzetesebb területe a Simontornya—Pincehely és a Keszőhidegkút—Gerenyás közötti szakaszokon van. Itt mindenütt kékecsszürke, zsíros tapintatú pannóniai agyag szolgáltatja a csúszópályát. A pannóniai agyag általában magasan fekszik (Hajagos 260 m a tszf.), s a legtöbb helyen csak vékony (6—12 m) szoliflukciós és átmosott lösz fedi. Különösen Simontornya, Tolnanémedi és Pincehely környéke tűnik fel suvadás háborgatta lejtőkkel. Itt a ma is élesen kirajzolódó hosszanti és kerekded alakú „kúpok”, domború lejtőjű „hátak” és magányos „halmok” óriási méretű suvadások emlékeit őrzik. A formák nagyságából és előfordulásuk gyakoriságából ítélve a pleisztocénban az egész lejtő mozgásban volt. A suvadások ezen a területen a Hegyhát töréslépcsőit helyenként a felismerhetetlenségig elrombolták, és a lejtőket nagymértékben átalakították. Egyes szakaszokon a lépcsőtestek egymásra csúsztak, s a hepehupás lejtők között a lesuvadt tömegek ma pusztuló lejtőjű, kerekded alakú halmok és tanúhegyek formájában emelkednek ki. A PEJA GY. (1956) által találóan elnevezett iker- és testvérsuvadások itt egymás közvetlen szomszédságában is sűrűn előfordulnak. A suvadások természetesen nemcsak a töréslépcsős felszínt rombolták el, hanem az annak hátterében húzódó fővízválasztó vonulatot is. Helyenként egész hegyoldalak suvadtak le, s a kacsaringós futású fővízválasztó vonulatot keskeny gerinccé formálták. Ilyen pl. a Pincehely feletti Hajagos, melynek nemcsak a TOBORFFY G. (1925) által jelzett É-i homlokpereme suvadt le, hanem a kisebb-nagyobb suvadások a fővízválasztó vonulat Ny-i és K-i lejtőit is erősen lepusztították, és hepehupás felszínné alakították. A 274 m magas fővízválasztó vonulat helyenként ma már csak 2—3 m keskeny gerinc.

Hasonló suvadásos, hepehupás lejtő jellemzi a Keszőhidegkút—Gerenyás közötti Hegyhát-peremet is, azzal a különbséggel, hogy ezen a szakaszon nem annyira a régi suvadások hát, halom és púp alakú formamarad-



ványai hívják fel magukra a figyelmet, mint inkább az 500–600 m széles lejtők egyetlen tömegként való egységes lesuvadásai. Különösen a keszőhidegkúti téglagyár és a Gerenyás közti völgylejtő suvadása tanulságos. Itt 2 km hosszú szakaszon egyenes vonalú szakadások mentén (nem karéjos szakadás!) vált el a lejtő tömege a fővízválasztó gerinctől, és suvadt le a Kapos-völgy irányába (79. ábra). Az 5–15 m magas, egyenes vonalú meredek szakadásfal a hajdani suvadásnak ma is jellemző formaeleme.

A suvadás kialakulása a lejtőt keresztbe szelő 15 m mély szurdik feltárása és a keszőhidegkúti téglagyár agyaggödrének szelvénye alapján főbb részleteiben rekonstruálható. A lesuvadt lejtő anyagában több csúszólap van. A fő csúszópálya a kéesszürke pannóniai agyagfekü belsejében alakult ki, s 10–15° alatt a Kapos felé hajlik. A felsőpannóniai agyagréteg alsó szintjétől lemezesen elválva, a fedőjébe települt alsópleisztocén vörösgyaggal együtt megsuvadt, s kicsúszott a 15 m vastag lösz alól, és a Kapos alluviumának peremén kaotikusan egymásba gyűrődve halmozódott fel. Ez a nagyarányú mozgás az egész lejtőt leszánkáztatta, s ennek hatására alakult ki a 79. ábrán látható suvadás egyenes vonalú meredek szakadás-fala is. A pannóniai agyagrétegen csúszó lejtőtömegek belsejében másodrendű csúszólapok is keletkeztek, s azokon az egyes lejtőszakaszok a főmozgással egyidejűleg még külön mozgást is végeztek. Így pl. a feltárások tanúsága szerint az alsópleisztocén vörösgyag is megcsúszott a pannóniai agyagfekűn, s helyenként ívesen elnyíródott a lösz tagoló vörösbarna vályogszalag is, és csúszólapot szolgáltatott a fedőjébe települt löszkötégeknek. Természetesen a másodrendű csúszólapok kisebb mozgásait az egész lejtőtömeget leszánkázató, a pannóniai fő csúszópályán végbement mozgások váltották ki. A suvadás korát is elég pontosan meg lehet határozni. Az utolsó jégkorszaki lösz tagoló vörösbarna vályogszalag íves elnyíródása arra utal, hogy a lejtő lesuvadása vagy a pleisztocén végén, vagy a holocénban következett be.

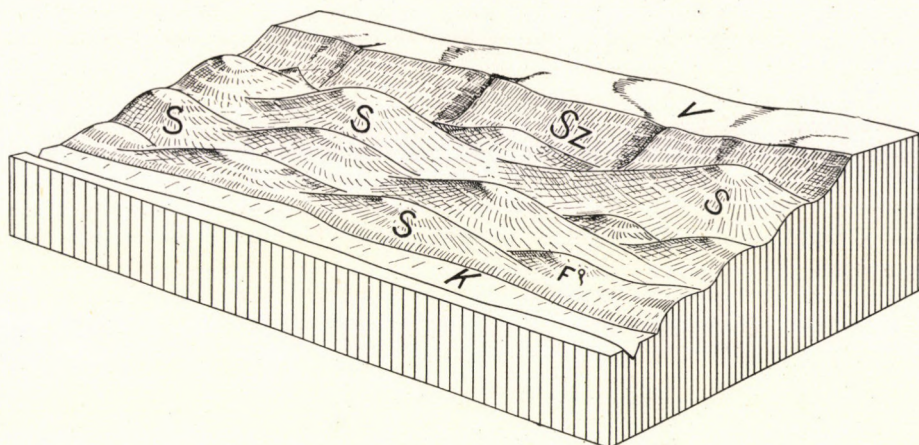
Ezen a szakaszon a suvadás eredményeként egy sor rétegforrás keletkezett. A források rendszerint a suvadások nyelveinek előterében törnek a felszínre, és elég bővízőek. Megemlítjük, hogy a Kapos jobboldali mellékpatakjai szinte kivétel nélkül a suvadások nyomán felszínre tört rétegforrásokból táplálkoznak.

Pleisztocén suvadások hatalmas „lesuvadt koporsói” jellemzik a Kapos Hőgyész és Kurd közötti lejtőjét is. Ezen a szakaszon a suvadások a Hegyhát legszebb kifejlődésű töréslépcsős peremét alakították át. Az egymás mellett és egymás felett sűrűn kifejlődött „iker”- és „testvérsuvadások” nyomán a lépcsőtestek felbomlottak, szétszakadoztak, és a legkülönbözőbb formákban és alakzatokban (pusztuló, domború lejtőjű „halmok”, „kúpok”, „háztetőszerű hátak”, „aszimmetrikus gerincek”, „ovális alakú púpok”, „szögletes hegyfokok”) egymásra csúsztak. Helyenként a legfelső lépcsőtest egy-egy nagyobb tömege az alsó lépcsőtestre csúszott, másutt pedig a középső lépcsőtest egy szakasza szánkázott le az alsó töréslépcső előterébe. Különösen a hőgyészi Kapos-perem impozáns meretű suvadásai látványosak. Kialakulásmenetük és belső szerkezetük megfelelő feltárások hiányában, sajnos, részletesebben nem tanulmányozható.

Az eddigekben a Tolnai-dombság nagy reliefenergiájú peremi területeinek pleisztocén suvadásait tárgyaltuk. Ennek az a magyarázata, hogy itt alakultak ki a legnagyobb méretű suvadások, és azok itt konzerválódtak a legjobban. Természetesen másutt is



sűrűn előfordulnak, sőt azt lehet mondani, hogy a dombság belsejét tagoló nagyobb völgyek lejtői szinte kivétel nélkül suvadásosak. A peremi területeken kívül elsősorban a Danal-, Felsőhidas-, Alsóhidas-, Mislai-, Kísszéki-, Alsónánai-, Szálkai-, Grábóczi-, Kakasdi- és Lajvér-völgyből ismerünk említésre méltó pleisztocén suvadásokat. A völgylejtőkön megjelenő nagyobb méretű suvadások formákon kívül számos esetben a mélyutak bevágódásaiban és a löszszurdikok fenékén észlelni lehet az egymásra csúszott pannóniai agyagos rétegeket, melyek zavart települési helyzetüknél fogva szintén régi suvadásos mozgásokra utalnak.



79. ábra. A Kapos-völgyi suvadás tömbszelvénye Keszőhidegkút és Gerenyás között  
V = fővízválasztó gerinc, Sz = szakadás, S = suvadások, F = rétegfóráss, K = Kapos alluvium

A pleisztocén suvadások keletkezés-körülményeivel kapcsolatban még egy fontos tényezőre kell rámutatnunk. *Minthogy a Tolnai-dombság nagyméretű pleisztocén suvadásai kivétel nélkül töréslépcsős és nagy reliefenergiájú vetődéses peremterületeken sorakoznak, feltételezhető, hogy itt egyéb tényezők mellett a szerkezeti mozgásoknak is aktív suvadást kiváltó szerepük volt.* Erre utalnak egyébként a töréslépcsős peremterületeken mért újpleisztocén vetődések és rétegdőlések is. A szerkezeti mozgások suvadást kiváltó szerepét LÁNG S. (1955) és PEJA Gy. (1956) is hangsúlyozza.

### 3. Holocén suvadások

A Tolnai-dombságon a holocénban is jelentékeny suvadások keletkeztek, de kisebb számarányuknál fogva a domborzat formálásában már nem játszottak olyan fontos szerepet, mint a pleisztocén koriak.

Az idősebb suvadásoktól alapvetően abban különböznek, hogy vagy pleisztocén, vagy holocén felszínen terülnek szét, és környezetükből általában takaratlanul emelkednek ki. További fontos külső ismérvük, hogy a suvadás formaelemei amazokénál frissebbek, épebbek, viszont a recens suvadásokénál szenilisebbek. Utóbbiaktól méreteikben és megjelenésformájukban is jelentősen különböznek.

A holocénban többnyire magányos suvadások keletkeztek, de ezek helyenként egyidejűleg kialakult lépcsős ikersuvadások. Leggyakrabban pleisztocén suvadásos lejtőkön fordulnak elő, ahol a lösszel takart régi suvadások

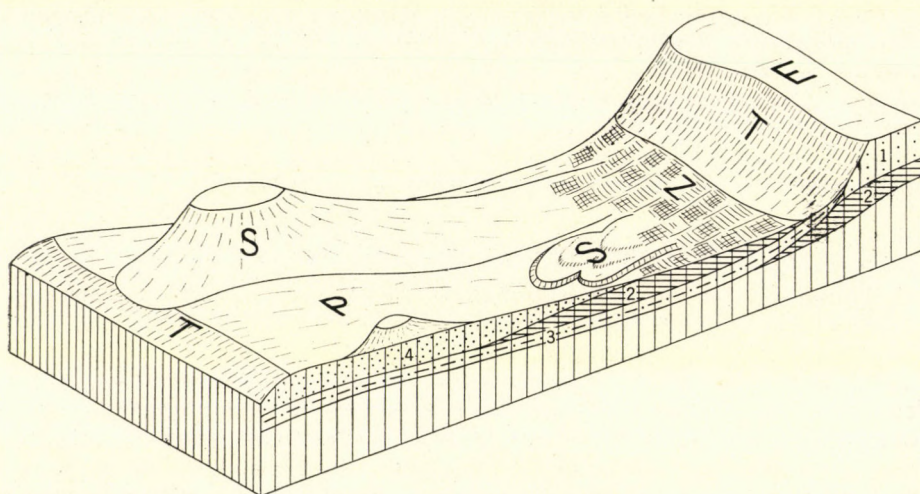


denudált hupái között ép formákkal tűnnek ki. A nagyobb eróziós völgyek völgyfőiben, a pleisztocén deráziós völgyekben és a töréslépcsős peremeken alakultak ki a legnagyobb számban.

a) A 80. ábrán az Elő-hegy K-i lejtőjének magányos holocén suvadását mutatjuk be hosszmetaszetben. Az Elő-hegy a Szekszárdi-dombvidék K-i töréslépcsős pereméhez tartozik, annak legfelső lépcsőszintje. A suvadás itt a legfelső lépcsőtest alátámasztás nélkül maradt 25 m magas, meredek peremén következett be, s a lecsúszott lejtőtömeg a középső töréslépcső utolsó jégkorszaki lösszel fedett felszínén hatalmas kúpszerű formában halmozódott fel. A suvadás testének mérete tekintélyes. 150 m hosszú, 80 m széles és 15–30 m magas.

A suvadás érdekessége, hogy nem a töréslépcső meredek homlokpereme szánkázott le, hanem annak csak alsó, pannóniai szintje csúszott ki a fedőjébe települt 10–15 m vastag lösz alól. A suvadás teste ugyanis pannóniai homokból és agyagból áll. Az egész homlokperem karéjos lesuvadása esetén a fekvő pannóniai üledékkel együtt csúszott volna a lépcsőtest felső szintjének 10–15 m vastag lösze is, és a suvadás testét legalább részben elborítaná. A lejtősuvadásnak ez a formája főleg a recens mozgásoknál igen gyakori. Mivel a suvadás testét lösz nem fedi, a kúpszerű forma minden valószínűség szerint a holocénban alakult ki.

A Szekszárdi-dombvidék nagy reliefenergiájú K-i töréslépcsős peremén még egy egész sor nagyobb méretű holocén suvadásos forma ismert, de megfelelő feltárások hiányában kialakulás-körülményeiket ma még nem lehet tisztázni. Koruk is csupán azáltal állapítható meg, hogy a lesuvadt lejtőtömegek utolsó jégkorszaki löszének vörösbarna fosszilis talajzónái a suvadás irányában ívesen elnyíródtak. Ide tartoznak többek között a Bartina-hegy, a Bődő-hegy, a Bakta-hegy és az Őcsényi Szőlő-hegy K-i lejtőjének különböző alakzatú suvadásformái.

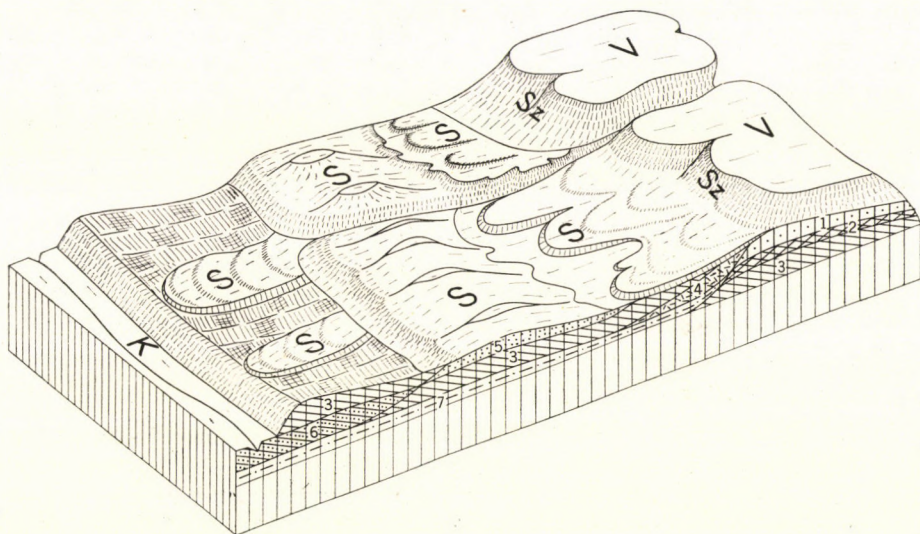


80. ábra. Magányos suvadás tömbszelvénye a Szekszárdi-dombvidék keleti töréslépcsős peremén

E = előhegy, T = töréslépcső homlokpereme, P = töréslépcső platója, S = suvadások, Z = suvadás sebhelye rogyásokkal, 1 = újpleisztocén lösz, 2 = kékeszürke pannóniai agyag, 3 = leveles pannóniai homok, 4 = pannóniai homok, homokkő



b) A nagyobb méretű holocén suvadások másik jellegzetes területe a Hegyhát É-i pereme. Itt Simontornyától DNy-ra a Sió—Kapos lejtőjén egyidejűleg keletkezett szakadások mentén lépcsős suvadások alakultak ki (PEJA Gy. ikersuvadásai). A 81. ábrán a Mózsé-hegy É-i lejtőjének suvadását ismertetjük, amit egy 10 m-es szurdik tár fel. A lejtő itt pannóniai agyagból, homokból, homokkőből és löszből áll. A hepehupás mozgalmas lejtő háttérében, a suvadás által nem érintett vízválasztó háton a leveles pannóniai agyag és a vastagpados homokkő 2–3°-kal É-i (355°) irányba hajlik, és 8–10 m vastag, két fosszilis vörösbarna talajzónával megosztott lösszel fedett.



81. ábra. A Hegyhát északi peremének lépcsős suvadásrendszere Simontornyánál  
V = vízválasztó vonulat, Sz = szakadás, S = suvadások, K = Sió—Kapos-völgy, 1 = újpleisztocén lösz, 2 = fosszilis vörösbarna pannóniai agyag, 3 = kékeszürke pannóniai agyag, 4 = lejtőtörmelék, 5 = pannóniai homokkő, 6 = pannóniai homokos agyag, 7 = pannóniai iszapos agyag

A suvadás legfelső lépcsőfokában a kaotikusan felgyűrődött kékeszürke pannóniai agyagban egymás felett 3–4 csúszólap állapítható meg, 5–9 m-es vízszintes eltolódásokkal. Erről a szerkezetről TOBORFFY G. (1925) is tesz említést. A csúszólapok 4–12° alatt ÉÉK-i irányban ívesen hajlanak, és nem szaladnak ki a lépcsőfok pereméig, hanem egy másikban folytatódnak. A fő csúszópálya valószínűleg mélyebben helyezkedik el. A középső lépcsőfok homlokperemében, kb. 10 m széles sávban, vastagpados pannóniai homokkő torlaszolódtott fel sáncszerűen. A pannóniai agyagrétegek közül kisuvadt homokkő dőlése csaknem merőleges a csúszólapok síkjára, s 5–20°-os dőléssel ÉÉK-i (10°) irányban hajlik.

Az 5–6 m vastag, táblákra töredezett homokkő fekéjében egymásra csúszott pannóniai agyagrétegek települnek, melyek már a suvadás alsó szintjébe mennek át, ahol a házak udvaraiban meredek falban végződnek. A mesterségesen kiképzett fal előterében terült szét a suvadás nyelvének



szétázott anyaga, mely az országúton túl a Sió—Kapos alluviális felszínére települ.

Ez a perem ma is suvadásveszélyes! Homlokfalából számos helyen állandóan csordogál a víz, s az udvarok szintjében források törnek fel. A helybeli lakosok közlései szerint a homlokfal 5—6 évenként 0,30—0,80 m-t nyomul előre. Egy rendkívüli csapadékos év esetén itt nagyobb méretű suvadás is bekövetkezhet.

Valószínű, hogy a Hegyhát-peremnek ez a szakasza már a pleisztocénban is suvadásos lejtő volt, de a lépcsős suvadás jelenlegi formájában minden bizonnyal a holocénban alakult ki. Emellett szól a lépcsők juvenilis formája, a szakadásfal viszonylagos épsége, a suvadás nyelvének a Sió—Kapos alluviumára való települése és a lesuvadt lejtőtömegek lösztelensége.

A nagyobb méretű holocén suvadások mellett számos helyen (Rák-, Sötét-, Bartina-, Parászta-, Danal-, Alsónánai-völgy, a Szekszárdi-dombvidék K-i pereme stb.) kisebbek is előfordulnak, de ezek elemzése szinte lehetetlen. Koruk is csak ott állapítható meg, ahol a lesuvadt tömegek pleisztocén végi vagy annál fiatalabb felszínre települnek, s a mozgás során a felszíni lösz összetöredezett, s a benne levő fosszilis talajzónák elnyíródtak.

Különösen a Rák-völgy jobboldali lejtőjét és a Sötét-völgy baloldali ágának völgyfőjét tarkítják nagyon szép holocén suvadások. A Rák-völgy Kakasd—Ladomány közti jobboldali lejtőjén a deráziós fülkék többsége a holocénban lesuvadt lejtőtömegek között alakult ki.

#### 4. *Recens suvadások*

A régi, pleisztocén és holocén suvadások formamaradványain kívül számos, napjainkban végbement suvadásról is van tudomásunk. Ezek többnyire pleisztocén suvadások által háborgatott lejtőkön alakultak ki, ahol a nagyobb suvadások testéről karéjos szakadások mentén váltak le. Megjelenési formájuk alapján PEJA GY. (1956) osztályozása szerint *fióksuvadásoknak* tekinthetők.

A legtanulságosabb a csatári téglagyár agyaggödrében 1959 tavaszán bekövetkezett suvadás. Itt mintegy 10 m vastag áttelepített és típusos lösz települ az erősen zsíros tapintású, kékesszürke pannóniai agyagra. Ez az agyagréteg a Csatári-völgy jobb partján mindenütt a legfelső vízzáró üledék. A vízzel erősen átitatódott, képlékennyé vált pannóniai agyag legfelső, 1 m vastag rétege alsó szintjétől elválva É-i irányban megsuvadt, valóssággal kicsúszott a fedőjébe települt vastag lösz alól, s az agyagfejtő gödör előterében halmozódott fel.

A suvadásos mozgás hatására az agyagfejtő gödör hátterében, mintegy 50—60 m-re a bontási faltól, karéjos szakadások mentén kb. 500 m<sup>2</sup>-nyi lejtős terület vált el közvetlen környezetétől (24. kép). A képen is jól látható karéjos szakadás a pannóniai feküig hatolt, s felső része 0,60—0,80 m széles volt. A karéjos szakadások között a lejtő lépcsősen lesuvadt.

Itt a suvadás kialakulásában az emberi beavatkozásnak nagy szerepe volt (függőleges fal kiképzése, mely alátámasztás nélkül maradt), de a legfőbb tényező a pannóniai agyagfekű átázása és képlékennyé válása mellett a pannóniai üledékek jelentékeny rétegdőlése. Az agyagfejtő gödör közelében ugyanis 32°-os KÉK (75°) irányú rétegdőlést mértünk a pannóniai réte-





24. kép. Suvadás okozta karéjos szakadás a Csatári-völgy jobboldali peremén

A suvadás következtében 6 m mély és 1 m széles karéjos szakadás keletkezett. A karéjos szakadások között a völgylejtő lépcsősen lesuvadt (Szekszárd, Csatári téglagyár)

gekben. Négy évvel később, újabb falkiképzés alkalmával kiderült, hogy a völgyperemet már a pleisztocénban is érték suvadások. Ugyanis az agyagfejtő gödör szelvényének középső szintjében egy 4 m vastag, régi suvadásos zónát tártak fel, ahol a pannóniai agyag szoliflukciós löszön települt. A több tonnányi nagyságú pannóniai agyagtömbök csúszópályái is világosan kirajzolódtak.

A csatári suvadással mint tanulságos példával kapcsolatban hangsúlyozni kívánjuk, hogy nem a lösz suvadt meg a fekvő pannóniai agyagon, hanem a legfelső pannóniai agyagréteg, melynek ugyancsak pannóniai agyag volt a csúszópályája. *Ezt azért tartjuk szükségesnek hangsúlyozni, mert sok szerző a lösz suvadásáról ír. A lösz nem suvad, hanem a megsuvadt fekvő agyagréteggel együtt mozog a lejtőn lefelé.*

Egy másik, napjainkban végbement nagyobb méretű suvadás a Szekszárdi-dombvidék K-i töréslépcsős pereméről, az alsónánai útbevágásból ismert. PATAKI J. (1960) adatai szerint 1947-ben a lesuvadt pannóniai üledékek kb. 100 m-es szakaszon torlaszolták el az országutat. A suvadás kialakulásában a pannóniai üledékek rétegdőlésének itt is jelentékeny szerepe volt. 1959-ben a suvadás helyszínének háttérében, a II. sz. töréslépcső pannóniai homokkővében  $19^\circ$ -os ÉK ( $40^\circ$ ) felé hajló rétegdőlést mértünk.

E két utóbbi suvadás adatai arról tanúskodnak, hogy a suvadás kialakulásánál nem a felszín lejtőszögén van a hangsúly, *hanem sokkal inkább a suvadásra alkalmas képlékeny agyagrétegek rétegdőlésviszonyain.* Vízzintes településű agyagrétegből felépült lejtőn suvadás még maximális felszíni lejtőszög esetén is nehezen alakul ki. Ezt tapasztaltuk a Korond és Székelyudvarhely környéki klasszikus suvadásoknál is, és ezt igazolja a közelmúltban bekövetkezett dunaújvárosi nagyméretű suvadás is.



Mint szemtanú, kisebb lépcsős suvadások kialakulásáról számol be PATAKI J. (1960) a Sötét-völgy (Szekszárdi-dombvidék) K-i ágának völgyfőjéből. A völgyfő lejtőjén egy rétegforrás felett egymás közelében 2–3 m-es karéjos szakadás mentén két kisebb suvás alakult ki az ötvenes években. A lesuvadt lejtőtömeget PATAKI J. több 100 m<sup>3</sup>-re becsülte. Ez utóbbi suvásoknak ma már csak a sebhelyei látszanak, akárcsak a LÁNG S. (1955) által leírt remetevölgyi suvás esetében is.

A felsoroltakon kívül kisebb suadások még a Hidasi- és Gulyás-völgyből is ismertek. Itt a völgyvállakon végbement suadásokról a szőlősgazdák közöltek értékes adatokat. Közlésük szerint 1959 tavaszán több napig tartó lassú lejtősuadások a pannóniai üledékekkel együtt gyümölcsfákat és szőlőtőkéket telepítettek a lejtő aljára. Egy év múlva a suadásoknak csak a sebhelyei látszottak.

Ezenkívül még a Hegyhát Kapos-völgyi peremén, a Völgységben, valamint a Rák-völgy (Kakasdi-völgy) jobboldali lejtőjén figyelhetünk meg jelentékenyebb recens suadásokat.

A Kapos-völgy és a Rák-völgy jobboldali lejtőjén évről évre friss suadások alakultak ki. Ezek rendszerint rövid karéjos szakadások mentén az idősebb suadások testéről válnak le, és csúsznak a lejtő aljára. Különösen a Pincehely, Görbő, Belecska, Keszőhidegkút, Gerenyás, Szárazd, Kurd és Döbrököz környéki lejtők erősen suvásveszélyesek. Döbrököznél nagyon kritikus a helyzet. Itt a Kapos-völgy jobb oldalán az Öreg-hegy É-i lejtője állandó mozgásban van, s az új település egy utcáját suvás veszélye fenyegeti. Ugyanis a település kialakulásakor a hegylejtőt jelentékenyen hátráltatták és függőlegesen lefaragták. Az alátámasztás nélkül maradt függőleges lejtő alsó része pannóniai tarkaagyagból és alsópleisztocén vörösgyagból áll, fedőjében pedig mintegy 20 m vastag középpleisztocén folyóvízi homok települ, melyet vékony lösztakaró borít. A fekvő pannóniai agyagréteg 1–3°-os rétegdőlés mellett Ny (280°) felé hajlik. A pannóniai és az alsópleisztocén vörösgyagból állandóan szivárog, csurog a víz, egy helyen pedig bővízű rétegforrás formájában (60 l/perc) tör a felszínre. A vízzel telített, állandóan képlékeny agyagrétegek (pannóniai és vörösgyag) csapadékosabb évszakokban lassú mozgással szánkáznak a házak udvaraira. A lecsúszott lejtőanyagot a gazdák elszállítják, s ezáltal a fal évről évre hátrál és egyre magasabb lesz. Egy csapadékosabb év esetén az egész utcát veszély fenyegeti, mert a suvásra hajlamos képlékeny agyag az utcasor házai alatt is folytatódik, s egész a Kapos-völgy pereméig húzódik. Itt a vízzáró agyagrétegek több helyen való megcsapolásával lehetne elhárítani a suvásveszélyt.

Az említett adatokból kitűnik, hogy a Tolnai-dombság napjainkban is az *aktív suadások* színtere. A jelenkori suadások természetesen nem nagyok, méreteikben össze sem hasonlíthatók a régi pleisztocén suadások „lesuvadt koporsó”-inak nagyságával. Többnyire csak miniatűr suadások keletkeznek, s kialakulásuk után egy-két évvel el is tűnnek. Mivel azonban állandó felszínalakító erőhatásként működnek, a felszín morfológiai arculatának formálásában ma is számottevő szerepük van. Jelenlétükkel az építkezésnek (út, vasút, ipartelepítés stb.) és a mezőgazdaságnak egyaránt számolnia kell.

### *J) A kistájak morfológiai jellemzése*

A tájképi szépségekben gazdag, változatos morfológiai arculatú Tolnai-dombság sajátos felszínalkatani jellemvonásokkal rendelkező három kistájból áll: a *Hegyhátból*, a *Völgyégből* és a *Szekszárdi-dombvidékből*.



Mindhárom kistájat egyéni sajátosságai mellett számos közös morfológiai vonás is jellemzi. A közös domborzati jellemvonások azonban hol élesebben, hol pedig halványabban jelentkeznek, s ennek megfelelően helyenként felszíninformáló szerepük van; helyenként viszont csak színező elemei a tájnak. Összefoglalóan a fontosabb egyéni és közös domborzati jellemvonások számbavétele alapján a kistájak rövid morfológiai jellemzését (tájrajz) adjuk.

### 1. A Hegyhát

A három kistáj közül a legsajátosabb morfológiai arculata a Kapos és a Sió—Kapos—Sárvíz völgye által határolt, részben még erdővel borított Hegyhátnak van. Amint népi elnevezése is utal rá, területe völgyekkel és szurdikokkal sűrűn felszabdalt, magasra kiemelt (átlagos magassága 200—220 m, legnagyobb magassága 286 m a tszf.) *hegyhátakból*, keskeny vízválasztó *gerincekből* és löszborította *pannóniai táblarögökből* áll. A relief-energia jelentős, km<sup>2</sup>-enként a 100—150 m-t mindenütt eléri. Aprólékosan tagolt területe 716 km<sup>2</sup>.

A Hegyhát domborzatának sajátos jellegét elsősorban szerkezeti formái határozzák meg. Belső területének nagyobb része ÉNy—DK-i irányban elrendeződött, egymás mellett párhuzamosan sorakozó, féloldalasan kiemelt szabályos *táblarögökből* áll; Ny-i és É-i peremvidékét pedig közel párhuzamos vetődések mentén kialakult *szerkezeti lépcsők* jellemzik. A vastag (20—40 m) lösztakaróval fedett táblarögök gyengén É—D-i irányban, erősebben pedig ÉNy—DK-i irányban lejtnek, s felszínüket a deráziós völgyek és fülkék sűrű hálózata tagolja. Ennek ellenére a Hegyhát legértékesebb mezőgazdasági területei. Felszínüket túlnyomóan mészlepedékes csernozjom és barnaföld borítja. A táblarögök közti vetősíkok mentén széles völgytalpú (200—300 m), nagy mélységű (100—120 m) eróziós völgyek fejlődtek ki. Ezek a Hegyhát fő völgyei, s a Kisszékelyi-völgy kivételével valamennyi az ÉK—DNy-i irányt követő Danal-patak aszimmetrikus völgyére nyílik. A széles árterű völgyek gazdag rétteikkel egykor jelentős szarvasmarha-állomány takarmánybázisát jelentették. Az elvizesedett völgytalpakat ma halastavak hintik be, és gyenge minőségű kaszálók jellemzik.

A sajátos szerkezeti viszonyok következtében mind az egyes táblarögök, mind pedig a köztes völgyek erősen aszimmetrikusak. A völgyek délies lejtői lankásak (5—7°), az északiak pedig nagyon meredek (15—25°), és keskeny szurdikok réselik be. A szurdikokkal együtt a deráziós völgyek és fülkék sűrű hálózata a kiemelt meredek lejtők felső szintjét jellegzetes eróziós-deráziós tanúhegyekké formálta. A felszabdaltság és a talajerózió hatékonysága következtében a terület nagy része már kiesett a mezőgazdasági művelés alól.

A dombvidék É-i és D-i részén a táblarögök már kevésbé egységesek. Erdős hegyhátakra, keskeny vízválasztó gerincekre és meredek lejtőjű tanúhegyekre bomlottak fel. A magas tetőkön (250—275 m) a kacsaringós vízválasztók már csak 1—3 m szélesek, és gyorsan pusztulnak. Sok az éles gerinc és a művelés alól kiesett, beerdősült magányos tanúhegy. Különösen Simontornya, Kisszékely, Nagyszékely, Tolnanémedi, Kurdesibrák és Mucsi vidékén jellemző ez a morfológiai kép. A felszínfejlődést itt elsősor-



ban az eróziós vízmosások és löszszurdikok tömeges kialakulása, valamint a deráziós és eróziós völgyek gyors ütemű hátraharapódzása jellemzi.

A Hegyhát É-i és Ny-i, Kapos-menti peremvidékét meredek letörések (80–150 m magas, 20–30°-os meredek lejtők), valamint suvadásokkal, periglaciális szoliflukcióval és lejtőleomosással elrombolt *töréslépcsők* kísérik. A lepusztított lépcsőtesteken vastag geliszoliflukciós lejtőtörmelék települ, szép lejtőtundra jelenségekkel (Pincehely, Keszőhidegkút) és régi pleisztocén suvadások „halom-” és „kúpszerű” lesuvadt koporsóival (Simon-tornya, Tolnanémedi, Keszőhidegkút, Hőgyész). A megsuvadt lépcsőtestek közé tágas deráziós páholyvölgyek és cirkuszvölgyek harapódtak hátra, és mély löszszurdikok vágódtak be. Utóbbiak az antropogén hatások következtében gyors ütemben fejlődnek. A tagolt töréslépcsős perem a Hegyhát legjobban erodált területe. A termékeny talajtakaró jelentékeny része már lepusztult, s napjainkban a szurdikok képződésével egyidejűleg a nyers anyakőzet erodálódik.

A dombvidék belső területein a táblarögökön, a kiemelt hátakon és tetőkön mindenütt vastag (20–50 m) típusos lösztakaró települ; a völgylejtőket és a lépcsős felszíneket pedig többnyire deluviális lösz (átmosott és szoliflukciós lösz) fedi. A szoliflukciós, suvadásos és deráziós formák mellett a kistáj arculatát a lösz sajátos lepusztulásformái (lőszmélyút, löszszakadék, löszcirkusz, löszszurdik, löszpiramis, löszdolina stb.) teszik változatossá. A löszformák mindenütt kifejlődtek, számos helyen csoportosan is előfordulnak, de felszínformáló jelentőségük sehol sincs, csak színező elemei a tájnak. Főleg a magasra kiemelt hátakat keresztülszelő löszmélyutak és a meredek lejtőket beréselő löszszurdikok jellegzetesek itt. Ezzel szemben a deráziós völgyeknek és fülkéknek jelentékeny felszínmódosító szerepük van. A szerkezeti formák mellett a Hegyhát formakincsének leg-sajátságosabb elemei. Változatos formáikkal és tömeges kialakulásukkal (a Hegyhát felszínét több mint 700 deráziós völgy tagolja) a dombvidék arculatába sajátos morfológiai vonásokat ütnek. Főleg a völgyoldalak löszlejtőin és az aszimmetrikus löszhátak peremein (Kisszékely, Miszla, Gyöng, Tevel, Hőgyész stb.) fejlődtek ki a legnagyobb számban.

## 2. A Völgyiség

Az Alsóhidas-patak völgyétől D-re a Hegyhát sajátos szerkezeti-morfológiai képe megváltozik, s a Mecsek É-i előterében fekvő Völgyiségben a dombság arculatát már eltérő morfológiai vonások jellemzik. A Völgyiség területe a pleisztocén folyamán üledékgyűjtő medence volt, benne több mint 100 m vastag folyóvízi üledéksor halmozódott fel. Hordalékkúpos felszínét az újpleisztocénban változó karakterű és vastagságú (10–40 m) lösztakaró fedte be. A feltöltődés után É-i és Ny-i peremvidéke kiemelkedett és feldarabolódott, DK-i térsége pedig tovább süllyedve, medencévé formálódott.

Aszimmetrikusan felépített területe völgyelésekkel sűrűn felszabdalt, változatos arculatú eróziós-deráziós löszös dombsorokból, eróziós *tanúhegyekből*, zezugos futású *keskeny hegyhátakból*, *süllyedékekből* és *kibillent táblarögökből áll*. Domborzatának legsajátosabb vonása azonban — amint erre népi elnevezése is utal — a *völgyes tájjelleg*. „Csupa völgy” területe 429 km<sup>2</sup>. Tagoltsága és reliefenergiája kisebb, mint a Hegyhaté, csak aprólékosan



felszabdalt és magasra kiemelt (272 m a tszf.) Ny-i és ÉNy-i részén haladja meg  $\text{km}^2$ -enként a 100 m-t.

A Völgyiség szíve a löszös domborokkal övezett *Bonyhádi-medence*. A poligenetikus süllýedék belsejét vastag lösztakaró (40 m) béleli ki. Magassága 160–180 m a tszf. Alaktanilag a medencefelszínt gyengén felszabdalt löszáblák jellemzik. Asztalsima felszínüket gazdag rétekekkel behintett széles völgytalpú lankás völgyelések és löszdolinák hálózák be. A termékeny barna erdőtallajjal fedett löszáblák a Tolnai-dombság legértékesebb mezőgazdasági területei. A medence D-i és K-i peremének süllýedéktengelyében a Völgyiségi-patak széles (300–1000 m) alluviális völgyikja húzódik. D-en a Mecsek É-i előterétől, K-en pedig a Szekszárdi-dombvidéktől választja el a Völgyiséget. A merev futású és éles megtörésű völgy időszakosan vízenyűs ártereivel, kaszáloival és legelésű csordáival a völgyiségi tájkép fontos része.

A DK felé lejtűsödő medence É-i és Ny-i peremét keskenyebb-szélesebb völgyközi hátakra és eróziós tanúhegyekre bontott szelíd hajlatú löszös domborok koszorúzzák. A magas hátak és tetők (185, 198 m a tszf.) a Hegyhát–Völgyiség vízválasztóját hordozzák. Itt mindenfelé gyengén tagolt, lankás völgyes tájkép jellemző. A Kapos felé közeledve azonban a dombvidék abszolút magassága (250, 280 m a tszf.), reliefenergiája ( $100–120 \text{ m/km}^2$ ) és tagozottsága fokozódik, s a Völgyiség Ny-i részén, Lengyel, Nagyhajmás, Ráckozár, Szalatnak, Mágocs és Döbrököz vidékén a felszín morfológiai arculata jelentősen megváltozik. Magasra kiemelt, szabálytalan futású újpleisztocén vetődésekkel aprólékosan felszabdalt, élénk reliefű löszös dombság zárja le a Völgyiséget a Kapos felé. A fiatal vetődések mentén zerguzos futású, sűrű völgyhálózat fejlődött ki. Az élénk reliefű domborzatban bizonyos mértékig a Hegyhát szerkezeti-morfológiai jellemvonásai ismétlődnek meg. A mélyre vágódott eróziós és deráziós völgyek azonban a felszín eredeti szerkezeti formáit (kiemelt hegyhátak, löszborított pannóniai rögök, eróziós tanúhegyek, táblarögök) keskeny, kacsaringós vízválasztó gerincekre, éles hátakra és eróziós-deráziós nyergekre szabdalták fel. Csak a Hábi-völgyre lejtűsödő, vékony lösszel fedett pannóniai táblarögök maradtak viszonylag épségben. A *völgyes táj* morfológiai arculatát uralkodóan a zerguzos futású sűrű völgyhálózat (szerkezetileg előrejelzett eróziós völgyek, deráziós völgyek, eróziós-deráziós völgyek) és a keskeny vízválasztó gerincek határozzák meg. Utóbbiak formálásában a tömegesen kialakult deráziós fülkéknek van jelentős szerepük. A lösz lepusztulásformái és a szórványosan előforduló kisebb suvadások csak színező elemei a völgyes tájnak.

### 3. A Szekszárdi-dombvidék

A Hegyhát és a Völgyiség DK-i szomszédságában a Tolnai-dombság harmadik kistája, a „sziget-hegyként” kiemelkedő Szekszárdi-dombvidék terül el. A legmagasabbra kiemelt (legnagyobb magassága 300 m, átlagos magassága 230–250 m a tszf.) és a legaprólékosabban tagolt tolnai kistáj. Reliefenergiája a peremterületeken és a központi részekben  $\text{km}^2$ -enként a 150 m-t is meghaladja. Területe  $200 \text{ km}^2$ .

A nagy reliefenergiájú dombvidék kialakulása és felszínalakutana a sok hasonlóság és rokon vonás mellett számos vonatkozásban különbözik a



szomszédos kistájakétól. A különbözőségek elsősorban a dombvidék földtani felépítésében, rétegtani viszonyaiban és eltérő szerkezeti tulajdonságaiban jutnak kifejezésre. Pl., míg a Völgység és a Hegyhát a középpleisztocén folyamán süllyedő akkumulációs terület volt, addig a Szekszárdi-dombvidéket kiemelkedés és alternatív lepusztulás jellemezte. A rétegtani, szerkezeti és fejlődéstörténeti különbözőségek következtében természetesen a dombvidék morfológiai arculata is különbözik amazokétól. Az erős függőleges tagozottságú, aszimmetrikus felépítésű dombvidéket sűrű és mély *völgyhálózat* (eróziós, deráziós, eróziós-deráziós völgyek), tanúhegyekre és keskeny völgyközi hátakra bontott *lössborította pannóniai rögök*, meredek *töréslépcsők*, kiemelt *lösshátak* és nagy *suadások* jellemzik.

A dombvidék sajátos morfológiai arculatát elsősorban szerkezeti formái határozzák meg. Belső területe különböző irányú szerkezeti vonalak mentén féldalasan kiemelt, mozaikszerűen elhelyezkedő szabálytalan alakú *rögökből* és *rögsorokból*, valamint a rögök közti vetősíkokban kialakult zezugos futású *eróziós völgyekből* áll; peremi területeit pedig meredek *töréslépcsők* szegélyezik.

A pannóniai üledékekből és löszből felépült dombvidék rögös feldarabolódása a gránit alaphegység tektonikai szerkezetének a tükörképe. A lössborította pannóniai rögök sajátos szerkezeti morfológiai vonása a különböző irányokban kibillent rögök nagyfokú aszimmetriája. Az aszimmetria csak részben szerkezeti eredetű. A rögök formálásában ugyanis a szerkezeti mozgások mellett az alternatív lepusztulásnak (geliszoliflukció, felszíni lemosás, suadások) és az antropogén tényezőknek is jelentős szerepük volt. A szerkezetileg előrejelzett eróziós völgyek mellett a különböző típusú deráziós völgyek és fülkék sűrű hálózata, a régi suadások „koporsói”, valamint a lösz változatos lepusztulási formái tagolják a lössborította rögöket, s a terület mezőgazdasági művelését nagymértékben megnehezítik.

A dombvidék élénk reliefű, tagoltabb területein a kibillent rögök vastag lösszakarójába bevágódott nagy mélységű eróziós és deráziós völgyek, a páholyvölgyek és fülkék, valamint a szurdikok és a lössmélyutak százai annyira aprólékosan felszabdalták az eredeti szerkezeti formákat, hogy azok ma már számos helyen csak keskeny lekerekített *eróziós-deráziós lösshátak*, *éles lössgerincek*, *eróziós-deráziós tanúhegyek*, keskeny *deráziós nyergek* és *pusztuló lejtők*. Különösen ilyen a kép a dombvidék É-i és Ny-i peremterületén, ahol a Völgységi-patak és a Rák-patak völgye felé kibillent rögök már nagyrészt tanúhegyekre bomlottak fel. De nagyjából hasonló a helyzet a dombvidék ÉK-i részén, a Parászta-, Bartina-, Csatári- és Tóth-völgy között kialakult hármas rögsor területén is. Itt a nagy esésű deráziós völgyek között kifejlődött 80–100 m széles lössgerincek tanúhegyekre való felbomlása van folyamatban. Aprólékos tagoltságuknál és csaknem 100%-os erodáltságuknál fogva a dombvidék leggyengébb mezőgazdasági területei. Jelentős domborzatmeghatározó szerepük van a rögök közt kialakult és lösszel kibélelt különböző típusú *eróziós völgyeknek* is. Ezek a dombvidék legmagasabbra kiemelt központi részéből (Őriás-hegy 300 m, Hármas-halom 292 m a tszf.) centripetálisan ágaznak szét, s a különböző magasságokban mozaikszerűen elhelyezkedő rögök közt irányukat éles megtörésekkel gyakran változtatva jutnak ki a peremterületre, ahonnan vizük a Völgységi-patak, a Lajvér-patak és a Sárvíz közvetítésével a Dunába jut.



A dombvidék legszembevetőbb szerkezeti formái É-i és K-i peremének *töréslépcsői*. A széles platójú (100–200 m), ép töréslépcsők már messziről felhívják a figyelmet, mert éles, meredek peremükkel a Sárköz, ill. a Völgy-ségi-patak alluviális szintjéből 100–150 m viszonylagos magasságra emelkednek ki. A töréslépcsők formáit a periglaciális szoliflukció még kihangsúlyozottabbá tette. A lépcsőtestek platóit nagyrészt geliszoliflukciós, lejtőtörmelékes lösz fedi, amelyben változatos típusú (amorf és turbulens) lejtőtundra jelenségek ismerhetők fel.

A dombvidék központi és Ny-i részét gyengén DK felé lejtősödő, magasra kiemelt löszplató jellemzi (Óriás-hegy 300 m, Hármashalom 295 m, Börzsöny–Kakasdi-lösztábla 183 m). Gyengén erodált felszínüket elszórtan dolinák hálózják be.

Az aprólékosan felszabdalt pannóniai rögöket, a lepusztulásból kimaradt völgyközi hátaikat és az asztalsima platókat mindenfelé vastag (20–40 m) lösztakaró borítja; a völgylejtőket, a töréslépcsőket és az idősebb deráziós völgyek fenekét többnyire vékony (1–7 m) szoliflukciós lösz fedi. A szerkezeti formák mellett a dombvidék egyes részein a vastag lösztakarón kialakult kisebb formáknak (deráziós völgyek, deráziós fülkék, löszformák) is jelentős felszínformáló szerepük van. A löszhátak peremeit és a völgyoldalak löszlejtőit mindenütt jól fejlett deráziós völgyek és fülkék tagolják. A völgyek közti keskeny hátaikat és vízválasztó gerinceket löszszakadékok, mély és keskeny löszmélyutak, löszszurdikok és löszcirkuszok hálózják be, s a terület mezőgazdasági hasznosítását nagyon megnehezítik. A löszhátak testébe mélyen visszavágódott, átalakult deráziós völgyek fenekén felnyílt löszszurdikok bűvópatakjaikkal és löszhídjaikkal egészen egyéni morfológiai arculatot kölcsönöznek a kistájnak. Különösen a dombvidék ÉK-i része, a Parászta-, a Bartina- és a Csatári-völgy környéke gazdag kisformákban. Itt elsősorban a deráziós völgyek és fülkék, valamint a lösz lepusztulásformái jellemzik a felszín arculatát.

A löszön kialakult kisebb formák mellett a dombvidék nagy reliefenergiájú peremi területein a régi pleisztocén és holocén suvadásoknak is számottevő tájképfarmáló szerepük van. A nagy suvadások „hát”, „halom”, „kúp” és „koporsó” alakú formamaradványai a dombvidék É-i részén ma is sajátos morfológiai vonásokat rajzolnak a kistáj arculatába.

### *K) A felszín fejlődésmenetének iránya és üteme*

Az első fejezetben a változatos fejlődéstörténeti folyamatok időrendi sorrendben való felvázolásával és értékelésével a Tolnai-dombság pliocén, pleisztocén és holocén fejlődéstörténetét rajzoltuk meg, a második fejezetben pedig összehasonlító morfológiai vizsgálatok alapján a domborzat formátípusait elemeztük.

A dombsági táj kialakulásának, felszíni domborzatának és a jelenleg ható felszínalakító erőhatásoknak az ismerete alapján lehetőségünk nyílik felvázolni a *felszín fejlődésmenetének irányát és ütemét*.

Másként szólva, a múlt és a jelen ismerete alapján következtethetünk a *felszín jövőbeli alakulására*. Ennek a „tudományos jóslatnak” a gyakorlati élet szempontjából kézzelfogható jelentősége van, mert a mezőgazdasági távlati tervezésnek egyik fontos alapja.



A Tolnai-dombság fejlődését napjainkban a *makro- és mikroformák* kialakulása és a terület kiemelkedése határozza meg. A makro- és mikroformák közül elsősorban a különböző *völgyfajták* (eróziós völgyek, deráziós-eróziós völgyek, deráziós völgyek) fejlődésén, valamint a *löss lepusztulásformáinak* kialakulásán keresztül tudjuk felmérni a legjobban a felszín fejlődésmenetének az irányát és ütemét.

Lössös dombságunkon a felszíni domborzat fejlődésének legszámottevőbb meghatározói a *deráziós völgyek*.

Amint már említettük, területünkön, a kisebbeket nem számítva, 960 db deráziós völgyet és 150 db eróziós-deráziós völgyet számoltunk össze. A különböző típusú és a fejlődés különböző stádiumában levő deráziós völgyeket a jelenlegi éghajlati adottságok mellett is viszonylag gyors fejlődés jellemzi. A deráziós völgyek a felszíni leöblítés és a lineáris erózió együttes hatása révén fejlődnek. A völgyek állandó hátraharapódzása mellett azok szélesbedése folyik a legnagyobb intenzitással.

A völgytágulással egyidejűleg a völgyoldalak állandóan meredekebbé válnak, s *15–20°-os lejtőszög meghaladása után kiesnek a mezőgazdasági termelés alól*. Ezt a fejlődési stádiumot területünkön már rengeteg deráziós völgy elérte, s széles völgyoldalaik parlagföldekké és használaton kívüli legelővé váltak.

E fejlődésfolyamattal egyidejűleg a meredek deráziós völgyoldalakon és völgyperemeken újabb deráziós fülkék és mellékvölgyek képződnek, s ezáltal a deráziós völgyek közti keskeny löszhátak feldarabolódási folyamata is gyors ütemben halad előre.

A másik oldalon a nagy esésű deráziós völgyek mélyülése révén a völgyfenekek felszakadása (szurdik-képződés) lép előtérbe, ami a víztároló üledékek megcsapolásával a deráziós völgyeknek deráziós-eróziós völgyekké való átalakulásához vezet.

*A deráziós völgyek fejlődésiránya hatványozott mértékben hat vissza az eróziós folyamatokra, ami a deráziós völgyek közti hátaik elkeskenyedésével és talajtakarójának gyors ütemű lepusztulásával jár együtt.* E fejlődés következményeképpen a mezőgazdaság évről évre jelentékeny területet veszít.

Csaknem azonos eredményre vezet az eróziós völgyek fejlődése is. Az eróziós völgyek további fejlődése mindenekelőtt a szántóföldi művelés alatt álló *széles völgylejtők* pusztulását jelenti. A völgyoldalak meredekké válása a deráziós mellékvölgyek, a löszszurdikok és a deráziós-eróziós tanúhegyek elszaporodásával, valamint a termőtalaj lepusztulásával és a lejtők felaprosódásával jár együtt.

*Ha figyelembe vesszük, hogy a Tolnai-dombság mezőgazdasági művelés alatt álló területének mintegy 70–80%-a a különböző típusú völgyek lejtőiből tevődik össze, akkor a felvázolt fejlődésfolyamat, amely a felszín jövőbeli alakulására utal, rendkívül súlyosnak tekinthető.*

A *löss lepusztulásformái* is a felszín negatív fejlődésirányára utalnak. A rögökre és táblarögökre töredezett, völgyekkel sűrűn felszabdalt lössös dombságot mindenfelé *lössformák* hálózák be. Kialakulásuk és nagy elterjedésük a felszíni leöblítéssel és a vonalas erózióval együtt járó talajeróziós folyamatok előrehaladott állapotát jelzi.

A löszhátakat, löszgerinceket és táblarögöket keresztül-kasul szelő lösszmélyutakból fejlődésük folyamán löszszakadékok és eróziós szakadékvölgyek keletkeznek (évente a lösszmélyutak 10–15%-a eróziós szakadék-



völgyé alakul), s az idősebb szakadékvölgyek a pannóniai feküig bevágódva állandó vízfolyású eróziós völgyekké fejlődnek.

A helybeli lakosok közlései szerint a 20—25 m mély szurdikok az utolsó 50 évben alakultak ki. Méréseink szerint a napjainkban keletkező eróziós szakadékvölgyek is gyors ütemben fejlődnek, s a helyi viszonyoktól függően már néhány év alatt tekintélyes mélységűvé alakulnak.

Elterjedésük két irányban is károsan hat. Egyrészt rendkívül gyors szaporodásuk következtében évről évre nagyobb területek esnek ki a mezőgazdasági művelés alól, másrészt pedig a művelés alatt álló területeket aprólékosan felszabdalják. Fejlődésükre általánosan jellemző, hogy *a régiék átalakulnak, és elpusztulnak, helyettük mindig újak keletkeznek, s közben a termőtalaj lepusztulásával együtt a felszín állandóan aprózódik.*

A peremi területekre és az eróziós fővölgyekre nyíló löszmélyutakon, löszszakadékokon és löszszurdikokon keresztül hordódik ki az erodált termőtalaj legnagyobb százaléka is.

*Területünk ösföldrajzi kialakulásából és domborzatának jelenlegi fejlődésmenetéből következik, hogy a lassú emelkedésben levő Tolnai-dombság felszíne a jövőben is pusztuló eróziós-denudációs terület lesz.*

*Az állandóan változó felszín gyors ütemű fejlődésmenetének irányát elsősorban a deráziós és eróziós völgyek továbbfejlődése, új völgyek szakadatlan kialakulása, a löszformák szüntelen fejlődése, átalakulása és pusztulása, valamint a lejtőleöblítéssel és a lineáris erózióval együtt járó talajeróziós folyamatok fogják jellemezni.*

A különböző völgyfajták és völgytípusok fejlődésének üteme főleg hátráló erózió révén a jövőben még jobban fokozódik, mert a kibillent táblarögök és rögök területén a völgyfők egyre magasabb felszínbe vágódnak hátra, s esésgörbéjük jelentékenyen növekedik.

Ezzel egyidejűleg a völgyek erős szélesbedése s a völgyek közti löszhátak keskeny gerincekké való átalakulása fogja jellemezni a fejlődésmentet. Hasonló mértékben gyorsul a fejlődés üteme a löszformák esetében is. A terület tagoltságának és reliefenergiájának a növekedésével egyidejűleg meggyorsul az eróziós szakadékvölgyek fejlődése is, s *rendkívül sűrű szurdikhálózat fogja jellemezni a löszös dombságot.*

*Az egyre aprólékosabban feldarabolódó Tolnai-dombság felszínén a lepusztulás üteme is törvényszerűen fokozódni fog, s a felszíni leöblítéssel és vonalas eróziós tevékenységgel együtt járó talajeróziós folyamatok a felaprózódás mellett a dombság talajtakarójának teljes lepusztulásához és felszínének jelentékeny lealacsonyodásához vezetnek.*

A mondottak érzékeltetésére néhány jellemző számszerű adatot említünk meg.

A Tolnai-dombság felszínét jelenleg 1200 fővölgy és mellékvölgy (eróziós, deráziós-eróziós és deráziós völgy) s mintegy 300 jelenkori löszszurdik tagolja.

Méréseink szerint a fő és mellékvölgyek évenként átlagosan 0,5—1 m-t hátrálnak, és igen jelentékeny mértékben szélesednek. A löszszurdikok is rendkívül gyors ütemben szaporodnak. 1957 nyarán Észak-Hegyhát területén pl. 79 eróziós szakadékvölgy keletkezett; a következő év őszéig ezek közül egyesek már 50—60 m hosszúra növekedtek, s felső szakaszukon 2—3 m mélyre vágódtak be.



1963-ban a Parászta eróziós szakadékvölgyének egy év leforgása alatt egy 30 m hosszú és 8–10 m mély mellékága fejlődött ki. A Szekszárdi-dombvidéken 1961. jún. 10-én másfélórás felhőszakadás alkalmával (81 mm csapadék) a löszmélyutaknak kb. 60%-a felszakadt, s egy részük eróziós szakadékvölgyé alakult át.

A völgyek és löszformák gyors ütemű fejlődését s a felszín nagyarányú feldaraboltságát a *keskeny vízválasztók* is nagyszerűen jelzik. A Tolnai-dombság területén *570 olyan hely van*, ahol a völgyek közti vízválasztó ma már csak *1–10 m keskeny gerinc*. Ezzel kapcsolatban elegendő megemlítenünk, hogy a Hegyhát fő vízválasztó vonulata Pincehely és Keszőhidegkút között mindössze 3 m keskeny gerinc formájában maradt meg.

A felszín felületi lepusztulásának fejlődésfolyamata is számszerű adatokkal mérhető. A Szekszárdi-dombvidéken végzett méréseink szerint a felszín átlagos lepusztulása évi 2 cm-t tesz ki.

Amint láthatjuk, a felszíni leöblítés és lineáris erózió hatékonysága a deráziós völgyek és a löszformák keletkezésében és pusztulásában jut a legjobban kifejezésre. Ezért mondtuk, hogy *területünkön a deráziós völgyek és a lösz lepusztulásformái a felszíni domborzat fejlődésének a legszámottevőbb meghatározói*.

Az elmondottakat összefoglalva: *a Tolnai-dombság fejlődésmenetének iránya a területnek a jelenleginél jóval aprólékosabb feldarabolódására, a termőtalaj gyors ütemű lepusztulására és a felszín jelentékeny lealacsonyodására vezet*.

A felszín lepusztulásfolyamata már annyira előrehaladott állapotban van, hogyha nem avatkozunk be, néhány évtized múlva területünk nagyobb része a gazdálkodás számára teljesen alkalmatlan lesz.



- ÁDÁM L. 1960. A tolnai Hegyhát kialakulása. — Földr. Ért.
- ÁDÁM L. 1964. A Szekszárdi-dombvidék kialakulása és morfológiája. — Akadémiai Kiadó, Bp.
- ÁDÁM L. 1965. A Tolnai-dombság kialakulása és természeti földrajzi tájértékelése. — Kandidátusi értekezés. Kézirat. Bp.
- ÁDÁM L. 1967. A Szekszárdi-dombvidék talajtakarójának pusztulása. — Földr. Ért.
- ÁDÁM L. 1969. Explanatory note to the 1:25 000 geomorphological map of the Szekszárd Hills. — Studies in Geography in Hungary, 5. Akadémiai Kiadó, Bp.
- ÁDÁM L.—MAROSI S.—SZILÁRD J. 1959. A Mezőföld természeti földrajza. — Akadémiai Kiadó, Bp.
- BABOS Z. 1958. A Szekszárdi-Séd nagyvízei. — Vízügyi Közl.
- BACSÁK Gy. 1940. Az interglaciális korszakok értelmezése. I—III. rész. — Az Időjárás.
- BACSÁK Gy. 1942. A skandináv eljegesedés hatása a periglaciális övön — M. Orsz. Meteorológiai és Földmágnassági Int. kisebb kiadv.
- BACSÁK Gy. 1944. Az utolsó 600 000 év földtörténete. — Besz. a Földt. Int. Vitaüléseinek Munkálatairól.
- BACSÓ N. 1959. Magyarország éghajlata. — Akadémiai Kiadó, Bp.
- BACSÓ N.—KAKAS J.—TAKÁCS L. 1953. Magyarország éghajlata. — Bp.
- BALLA Gy. 1959. A Monor—Ceglédberceli löszöshát geomorfológiája. Földr. Ért.
- BALOGH K.—HORUSITZKY F.—KRETZOI M.—NOSZKY J.—RÓNAI A.—SZENTES F. 1958. Magyarázó Magyarország 1:300 000-es földtani térképéhez. — Műszaki Könyvkiadó, Bp.
- BARTHA F. 1956. A tabi pannóniai korú fauna. — Földt. Int. Évk.
- BARTHA F. 1959. A Balaton környéki felsőpannóniai korú képződmények finomrétegtani vizsgálatának földtani eredményei. — Földt. Közl.
- BEBESI Gy. 1937. A Kapos vízrajza. — Dombóvár.
- BENDEFY L. 1956. Szintezési alappontok időközi magasságának meghatározása. — Geofiz. Közl.
- BULLA B. 1933. Morfológiai megfigyelések magyarországi löszös területeken. Földr. Közl.
- BULLA B. 1936. Terraszok és szintek a Duna jobb partján Dunaadony és Mohács között. — Mat. és Term. tud. Ért. IV. k.
- BULLA B. 1937—38. Der pleistozäne Löss im Karpathenbecken. — Földt. Közl.
- BULLA B. 1954. Általános természeti földrajz. II. k. — Tankönyvkiadó, Bp.
- BULLA B. 1956. A magyar föld domborzata fejlődésének ritmusai az újharmadkor óta a korszerű geomorfológiai szemlélet megvilágításában. — MTA Társ. Tört. Tud. Oszt. Közl.
- BULLA B. 1962a. Magyarország természeti földrajza. — Tankönyvkiadó, Bp.
- BULLA B. 1962b. Magyarország természeti tájai. — Földr. Közl.
- BULLA B.—MENDÖL T. 1947. A Kárpát-medence földrajza. Bp.
- CHOLNOKY J. é. n. Magyarország földrajza. — A Föld és élete. VI. köt. Bp.
- CORBEL, J. 1959. Erosion en terrain calcaire. — Annales de Géographie.
- CORBEL, J. 1963. Études sur l'érosion actuelle. — Revue Géographique de l'Est.
- DAVEAU, S. 1965. Vallées sèches des plateaux du jura. — Revue Géographique de l'Est.
- DRESCH, J. 1961. Observations sur les formes périglaciaires dans les massif de l'Elbourz et son piemont au nord de Teheran. — Biuletyn Peryglacjalny. Łódź.



- DYLIK, J. 1963. Problèmes périglaciaires de Hongrie. — Biuletyn Peryglacjalny. Łódź.
- EGYED L. 1952—53. A mélyszerkezet és a morfológia kapcsolata Dunántúlon a geofizikai vizsgálatok tükrében. — A Természettudományi Kar Évkönyve. ELTE kiadása. Bp.
- EGYED L. 1957. Vízfolyások, morfológia és tektonika kapcsolata. — Földt. Közl.
- ERDÉLYI M. 1955. A Duna-völgy nagyalföldi szakaszának víztároló üledékei. — Hidr. Közl.
- FACSINAI L. 1942. A dunántúli relatív ingaállomásokon mért nehézségi anomáliák újabb meghatározása graviméterrel. — Doktori értekezés. Pécs.
- FACSINAI L.—SZILÁRD J. 1956. A magyar országos gravitációs alaphálózat. — Geofiz. Közl.
- FEKETE Z. 1958. Talajtan és trágyázástan. — Mezőgazdasági Kiadó, Bp.
- FEKETE—HARGITAI—ZSOLDOS, 1964. Talajtan és agrokémia. — Bp.
- FINK, J. 1954. Die fossilen Böden im österreichischen Löss! — Sonderdruck aus Quartär.
- GRIMBÉRIEUX, J. 1954. Origine et asymétrie des vallées sèches de la Hesbaye. — Annales de la Société Géologique de Belgique.
- GUILCHER, A. 1957. Les surfaces d'érosion fossiles exhumées dans le Nord de l'Izlande. — Annales de Géographie.
- GÜLL V. 1905. Agrogeológiai jegyzetek a Duna jobb partjáról s Újhartyán vidékéről. — Földt. Int. Évi Jel.
- HAJÓSY F. 1952. Magyarország csapadékviszonyai (1901—1940). — Bp.
- HUNFALVI J. 1864. A magyar birodalom természeti viszonyainak leírása. — Bp.
- KÁDÁR L. 1941. A magyar nép tájszemlélete és Magyarország tájnevei. — Az Orsz. Táj- és Népkutató Int. kiadványa, Bp.
- KÁDÁR L. 1954. A lösz keletkezése és pusztulása. — MTA Társ. Tört. Tud. Oszt. Közl.
- KADIĆ O. 1925. Szekszárd, Tevel és Bonyhád vidékének földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel.
- KÉZ A. 1956. A korráziós völgyek egy fajtájáról (dellék). — Földr. Ért.
- KOGUTOWICZ K. 1930. A Dunántúl és Kisalföld írásban és képen. I. köt. — Szeged.
- KÖRÖSSY L. 1963. Magyarország medenceterületeinek összehasonlító földtani szerkezete. — Földt. Közl.
- KRETZOI M. 1953. A negyedkor taglalása gerinces fauna alapján. — Alföldi Kongresszus. Akad. Kiadó, Bp.
- KRIVÁN P. A Duna ártéri színlőinek kronológiája. — Földt. Közl.
- LÁNG S. 1951. Felvételi jelentés az 5461/3 Szekszárd és 5462/3 Sükösd térképlap területéről. — Kézirat. Állami Földtani Intézet adattára.
- LÁNG S. 1952. Hazánk vízgyűjtőjének felszíne. — Hidr. Közl.
- LÁNG S. 1953. Tanulmány Szekszárd vízellátásának kérdéséről. — Földr. Közl.
- LÁNG S. 1955. Geomorfológiai megfigyelések a Szekszárdi-dombvidéken. — Földr. Közl.
- LÁNG S. 1957. Természeti földrajzi tanulmányok a Sárköz környékén. — Földr. Ért.
- LÁNG S. 1964. Természeti földrajzi tényezőink jelenlegi működése. — Akad. doktori értekezés. Kézirat. Bp.
- LEÉL-ÖSSY S. 1953. Geomorfológiai megfigyelések Baja és Bátaszék vidékén. — Földr. Közl.
- LÓCZY L. 1923. Földtani megfigyelések a Sió-csatorna szabályozási munkálatainál. — Földt. Int. Évi Jel.
- LŐRENTHEY I. 1892—1894. A szekszárdi, nagymányoki és árpádi felsőpontusi lerakódások és faunájuk. — Földt. Int. Évk.
- MANTUANO J. 1939. Vízmosáskötési munkálatok Tolna vármegyében. — Vízügyi Közl.
- MARÉCHAL, R. 1956. L'étude des phénomènes périglaciaires en Belgique. — Biuletyn Peryglacjalny. Łódź.
- MAROSI S. 1965a. A deráziós völgyekről. — Földr. Ért.
- MAROSI S. 1965b. Belső-Somogy felszínalaktana és gazdasági életének természeti földrajzi feltételei. — Kandidátusi értekezés. Kézirat. Bp.
- MARUSZCZAK, H. 1960. Formations périglaciaires de couverture sur le territoire des collines Szeksie. — Biuletyn Peryglacjalny. Łódź.
- MIHÁLTZ I. 1951. Dél-Dunántúl keleti részének földtani felépítése. — Földt. Int. Évi Jel.



- MIHÁLYINÉ LÁNYI I. 1953. A magyarországi löszváltozatok és egyéb hullóporos képződmények osztályozása. — Alföldi Kongresszus. Akad. Kiadó, Bp.
- PATAKI J. 1955. A Sárköz természeti földrajza. — Szekszárd.
- PATAKI J. 1960. A mezőgazdálkodás felszíninformáló hatása a Szekszárdi-dombvidéken. — MTA Dunántúli Tud. Int. Évk.
- PÁVAI-VAJNA F. 1925. A földkéreg legfiatalabb tektonikus mozgásairól. — Földt. Közl.
- PÁVAI-VAJNA F. 1951. Az alföldi Dunamellék rétegtana és hegyszerkezete. — Földt. Int. Évi Jel.
- PÉCSI M. 1959. A Magyarország i Duna-völgy kialakulása és felszínalakítása. — Akadémiai Kiadó, Bp.
- PÉCSI M. 1961a. A negyedkori korrázios folyamatok hatása a felszínalakulásra és az üledékképződésre Magyarországon. — Akad. doktori értekezés. Kézirat. Bp.
- PÉCSI M. 1961b. A periglaciális talajfagyjelenségek főbb típusai Magyarországon. — Földr. Közl.
- PÉCSI M. 1962. A magyarországi pleisztocénkori lejtős üledékek és kialakulásuk. — Földr. Ért.
- PÉCSI M. 1964. A magyar középhegységek geomorfológiai kutatásának újabb kérdései. — Földr. Ért.
- PEJA GY. 1957. Korrázios formák felszínalakító hatása a Bükk észak-északkeleti előterében. — Földr. Közl.
- PEJA GY. 1961. Adatok az agyagos-homokos területek felszínformáinak ismeretéhez, különös tekintettel a középső sajóvölgyi táj harmadkori rétegein található tömegmozgások jelenségekre és korrázios formákra. — Kandidátusi értekezés. Kézirat.
- PRINZ GY. é. n. Magyar Földrajz I. rész. — Bp.
- PRINZ GY. 1926. Magyarország földrajza. — Dunántúli Tud. Gyűjtemény, Pécs.
- PRINZ GY. 1942. Magyarország földrajza. — Bp.
- RÉTHLY A. 1952. A Kárpátmedencék földrendései. — Akad. Kiadó, Bp.
- RÓNAI A. 1964. A dunántúli és alföldi negyedkori képződmények érintkezése Paks és Szekszárd között. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről. II. rész.
- SCHAEFFER V.—KÁNTÁS K. 1949. A Dunántúl regionális geofizikája. — Földt. Közl.
- SCHIEDIG, A. 1934. Der Löss und seine geotechnischen Eigenschaften. — Leipzig.
- SÉDI K. 1943. A Sárköz morfológiája. — Földr. Közl.
- SOMOGYI S. 1961. Hazánk folyóhálózatának kialakulása. — Kandidátusi értekezés. Kézirat. Bp.
- STEFANOVITS P. 1958. Vörösgyagok előfordulása és tulajdonságai Magyarországon. — MTA Agrártud. Oszt. Közl.
- STEFANOVITS P. 1963. Magyarország talajai. — Akad. Kiadó, Bp.
- STRAUSZ L. 1942. Adatok a dunántúli neogén tektonikájához. — Földt. Közl.
- STRAUSZ L. 1952. A Dunántúl DK-i részének földtani felépítése. — Földr. Ért.
- SÜMEGHY J. 1939. A Győri-medence, a Dunántúl és az Alföld pannoniai üledékeinek összefoglaló ismertetése. — Földt. Int. Évk.
- SÜMEGHY J. 1940. A magyar medence pliocénjének és pleisztocénjének osztályozása. — Besz. a Földt. Int. Vitaüléseinek Munkálatairól.
- SÜMEGHY J. 1950. A Duna—Tisza közének földtani vázlata. — Földt. Int. Évi Jel.
- SÜMEGHY J. 1951. Medencénk pliocén és pleisztocén rétegtani kérdései. — Földt. Int. Évi Jel.
- SÜMEGHY J. 1952. Hidrogeológiai szakértői vélemény Szekszárd város új víztermelő telepe létesítéséről. — Hidr. Közl.
- SÜMEGHY J. 1953. A magyarországi pleisztocén összefoglaló ismertetése. — Földt. Int. Évi Jel.
- SÜMEGHY J. 1955. A magyarországi pliocén és pleisztocén. — Akad. doktori értekezés. Kézirat. Bp.
- SZABÓ J. 1863. Szekszárd környékének földtani leírása. — A Magyar Földtani Társulat munkálatai. II. köt.
- SZABÓ P. Z. 1955. A fiatal kéregmozgások geomorfológiai és népgazdasági jelentősége Dél-Dunántúlon. — Dunántúli Tud. Gyűjtemény, 4. sz.
- SZABÓ P. Z. 1957. Délkelet-Dunántúl felszínfejlődési kérdései. — Földr. Ért.
- SZÉKELY A. 1961. A Mátra és környékének kialakulása és felszíni formái. — Kandidátusi értekezés. Kézirat. Bp.

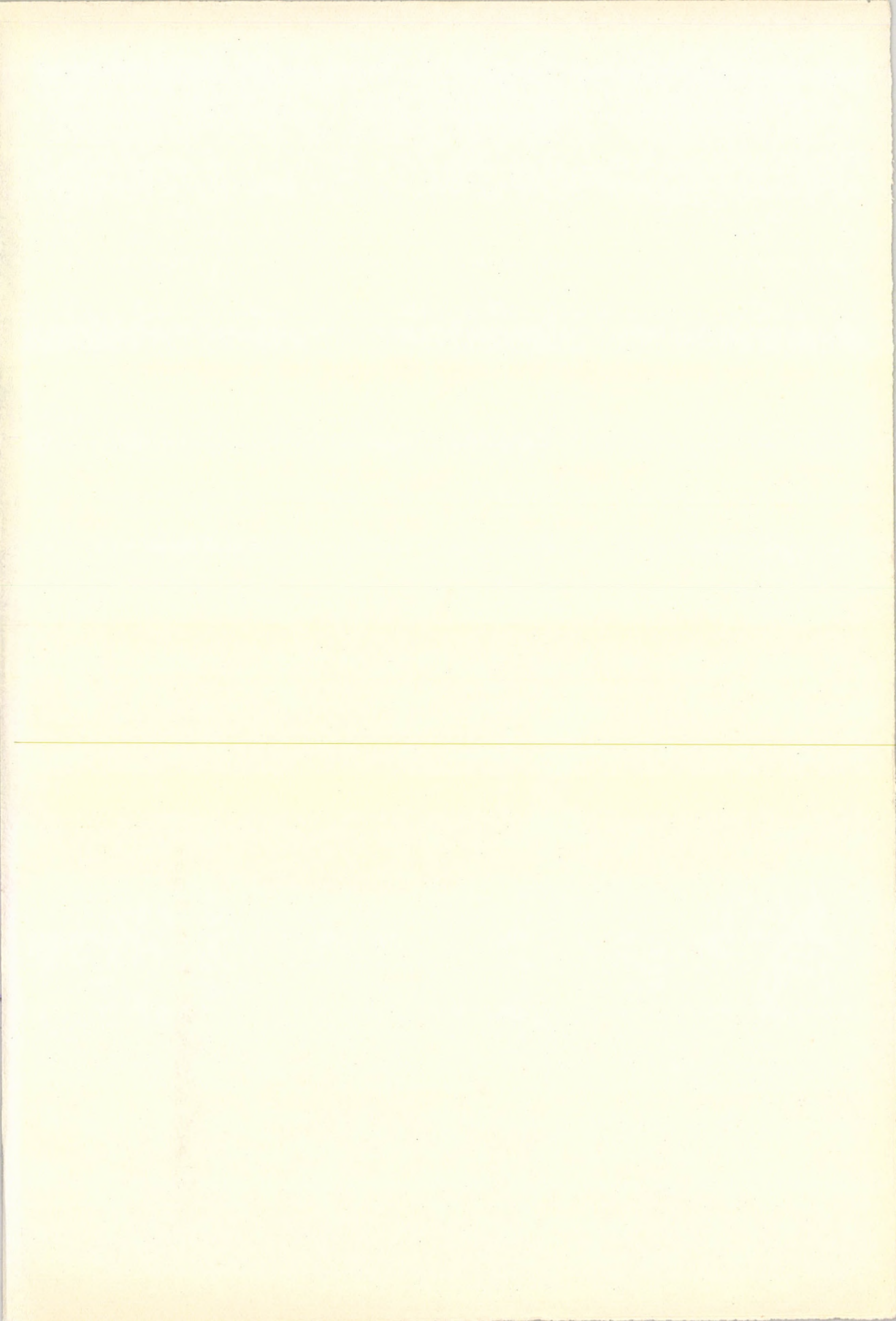


- SZILÁRD J. 1965. A magyarországi periglaciális derázis völgyképződés egyes kérdései. — Földr. Közl.
- SZILÁRD J. 1967. Külső-Somogy kialakulása és felszínalaktana. — Akad. Kiadó, Bp.
- TAVERNIER, R. 1960. Les formations quaternaires de la Belgique. — Biuletyn Peryglacjalny. Łódź.
- TOBORFFY G. 1925. Jelentés az 1921—23. években Tolna megye területén végzett részletes geológiai felvételtől. — Földt. Int. Évi Jel.
- TRICART, J. 1950. Cours de geomorphologie. Geomorphologie climatique. — Le modèle périglaciaire. Paris.
- TRICART, J. 1956a. France. — Biuletyn Peryglacjalny. Łódź.
- TRICART, J. 1956b. Étude expérimentale du problème de la gélivation. — Biuletyn Peryglacjalny. Łódź.
- URBANCSEK J. 1951. Jelentés 1951 évben Bonyhád 5461/3 térképlapon végzett földtani térképezéséről. — Kézirat. Állami Földt. Intézet adattára.
- VADÁSZ E. 1936. A Mecsek-hegység. — Magyar tájak földtani leírása. Bp.
- VADÁSZ E. 1960. Magyarország földtana. — Akadémiai Kiadó, Bp.
- VAJK R. 1943. Adatok a Dunántúl tektonikájához a geofizikai mérések alapján. — Földt. Közl.
- VIGH GY. 1942. A földtan szerepe a városok vízellátásában. — Hidr. Közl.
- VOGL V. 1920—23. Adatok Dunaföldvár vidékének földtani ismeretéhez. — Földt. Int. Évi Jel.
- VÖRÖSS L. Zs. 1958. A Kapos-völgy természeti földrajza. — Szekszárd.
- WOSINSKY M. 1896. Tolna vármegye története. VI. köt. — Bp.
- ZÓLYOMI B. 1952. Magyarország növénytakarójának fejlődéstörténete az utolsó jégkorszaktól. — MTA Biol. Oszt. Közl.











*Lettrich Edit*

## **Kecskemét és tanyavilága**

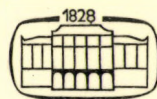
Földrajzi tanulmányok 9.

125 oldal • Fűzve 24,— Ft

Az alföldi városainkról és a tanyavilágról az utóbbi évtizedekben megjelent földrajzi tanulmányok után a jelen munka a beható analízis módszerével tárja fel egy szerkezetileg bonyolult tanyás város, Kecskemét és környéke települési viszonyait.

Lazultak-e a város és a tanyavilág kapcsolatai az elmúlt időkben, s ha igen, merre haladt a város és merre a tanyavilág fejlődésútja? Ezekre a kérdésekre s más településföldrajzi problémákra keres választ a szerző ebben a munkában.

A tanulmány két fő fejezetre oszlik. Az első a kecskeméti tanyavilágnak az ország más vidékeitől elütő egyedi vonásairól, sajátos mai problémáiról nyújt sokoldalú ismertetést. A második Kecskemét város fejlődését, település-szerkezete fő jellemzőit mutatja be. Gazdag illusztrációs anyag — térképek, légifelvételek — egészíti ki, teszi szemléletessé a tanulmányt.



**AKADÉMIAI KIADÓ**  
**BUDAPEST**



